



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia

**ANÁLISE DAS ESTRUTURAS DÚCTEIS DO EMBASAMENTO
PALEOPROTEROZÓICO DA PRAIA DAS CONCHAS, CABO
FRIO, RJ**

Trabalho Final de Curso

Felipe Martins de Miranda Ribeiro

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Renata da Silva Schmitt

Rio de Janeiro
Junho/2018

Felipe Martins de Miranda Ribeiro

**Análise das Estruturas Dúcteis do Embasamento Paleoproterozoico da
Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ**

Trabalho Final de Curso de
Graduação em Geologia do
Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito
necessário para obtenção do
grau de Geólogo.

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Renata da Silva
Schmitt

Rio de Janeiro
Junho/2018

MIRANDA RIBEIRO, Felipe Martins

Análise das Estruturas Dúcteis do
Embasamento Paleoproterozoico da Praia
das Conchas, Cabo Frio, RJ / Felipe Martins
de Miranda Ribeiro - Rio de Janeiro: UFRJ /
IGEO, 2018

vii, 47 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências, Departamento de
Geologia, 2018.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt

1. Geologia Estrutural. 2. Zonas de
Cisalhamento. 3. Domínio Tectônico Cabo
Frio. – Trabalho de Conclusão de Curso. I.
Renata da Silva Schmitt, II. Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia, III.
Análise Estrutural das Estruturas Dúcteis do
Embasamento Paleoproterozoico da Praia
das Conchas, Cabo Frio, RJ

Rio de Janeiro
Junho/2018

Felipe Martins de Miranda Ribeiro

**Análise das Estruturas Dúcteis do Embasamento Paleoproterozoico da
Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ**

Trabalho Final de Curso de
Graduação em Geologia do
Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de
Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção
do grau de Geólogo.

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Renata da Silva Schmitt

Aprovada em ____ de _____ de 2018

Por:

Prof^a. Dr^a. Renata da Silva Schmitt

Prof^a. Dr^a. Silvia Regina Medeiros

Me. Hugo Henning Kussama

Rio de Janeiro
Junho/2018

Agradecimentos

Agradeço à minha orientadora Renata Schmitt pela oportunidade, paciência e apoio para a realização deste trabalho.

Agradeço também ao professor Julio Cezar Mendes por colaborar em me proporcionar esta oportunidade, assim como a todos os professores do departamento de Geologia da UFRJ pelos ensinamentos e experiências proporcionados ao longo deste curso.

Agradeço ao doutorando Hugo Kussama pelas oportunidades e orientações que contribuíram na minha formação acadêmica, e também ao geólogo Vitor Savastano pelo suporte durante a principal etapa de campo deste estudo.

Agradeço aos mestrandos Pedro Furtado e André Assis, pelas importantes ajudas prestadas, e ao graduando Matheus Nascimento, pela parceria em uma etapa de campo que foi de grande contribuição.

Obrigado aos colegas e amigos do Diretório Acadêmico Joel Valença pela inspiração e pelas vivências ao longo desses anos na UFRJ.

Finalmente agradeço à minha família, que sempre teve suma importância em todas as etapas da minha vida.

Rio de Janeiro
Junho/2018

SUMÁRIO

RESUMO.....	I
ABSTRACT.....	II
LISTA DE FIGURAS.....	III
1. Introdução.....	1
1.1. Objetivos.....	1
1.2. Localização.....	1
1.3. Metodologia.....	3
2. Geologia Regional.....	5
2.1. Faixa Ribeira.....	5
2.2. Domínio Tectônico Cabo Frio.....	8
3. Resultados.....	10
3.1. Unidades Litológicas.....	11
3.1.1. Metatonalito com Enclaves.....	12
3.1.2. Gnaiss Tonalítico Bandado.....	14
3.1.3. Anfibolitos.....	15

3.1.4. Diques basálticos.....	16
3.2. Geologia Estrutural.....	18
3.2.1. Estruturas Primárias.....	18
3.2.2. Estruturas Tectônicas.....	19
3.2.2.1. Zonas de Baixo <i>Strain</i>	20
3.2.2.2. Zonas de Alto <i>Strain</i>	22
3.2.2.3. Indicadores Cinemáticos.....	29
3.2.2.4. Estruturas Dúctil-rúpteis Tardias.....	37
3.3.3 Estruturas rúpteis posteriores	38
4. Discussão.....	39
4.1. Existência de estrutura pretérita à deformação principal da área.....	39
5. Conclusão.....	41
6. Referências Bibliográficas.....	42

RESUMO

Miranda Ribeiro, Felipe Martins. **Análise das Estruturas Dúcteis do Embasamento Paleoproterozoico da Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ.** 2018, VII, 45p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018.

As rochas que afloram na região da Praia das Conchas, em Cabo Frio, no Estado do Rio de Janeiro, pertencem ao embasamento ortognáissico paleoproterozoico do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF), terreno que ocupa a porção mais a leste da Faixa Ribeira. O DTCF compreende rochas ortoderivadas paleoproterozoicas tectonicamente intercaladas com supracrustais neoproterozoicas, considerado por alguns autores como um terreno exótico e por outros como a transição a leste do Orógeno Ribeira com o cráton do Congo. Seu embasamento já foi submetido a eventos de convergência e divergência, e suas estruturas dúcteis principais estão orientadas em NW-SE, ortogonalmente ao padrão de *trends* dos terrenos vizinhos da Faixa Ribeira. O objetivo deste trabalho é estudar a geometria e a cinemática das estruturas deformacionais dúcteis nos dois costões rochosos na região da Praia das Conchas, com a finalidade de corroborar com o entendimento sobre a evolução tectônica da área. Através da análise dessas rochas, foi possível separá-las em zonas de alto *strain*, com foliação milonítica penetrativa, e zonas de baixo *strain*, representada por foliação incipiente que possivelmente é mais antiga. Seus *trends* estruturais tem orientação semelhante, predominando E-W e NW-SE, embora a zona de baixo *strain* apresente maior variação em suas medidas. A zona de alto *strain* é representada por zonas de cisalhamento, às vezes com boudins ortoanfibolíticos, veios de quartzo e feldspato (leucossomas), lineação de estiramento e indicadores cinemáticos de diferentes tipos: arraste (“*drag*”) da foliação da rocha encaixante, *boudins* ortoanfibolíticos assimétricos, porfiroblastos de feldspato com bordas de pressão e veios quartzo-feldspáticos oblíquos. Predominam indicadores de movimento dextral nas zonas de cisalhamento, com lineações caindo para NNW. Tal movimento, visto que as foliações mergulham para N e NE, implicaria em uma convergência oblíqua com topo para SSE. Também foram localizadas zonas de cisalhamento N-S extensionais, com mergulho de baixo ângulo para E, sem ocorrência de leucossomas, provavelmente associadas a evento posterior que ocorreu quando essas rochas já ocupavam uma porção superior da crosta. Todas as unidades da área são cortadas por diques basálticos com orientação NE-SW.

ABSTRACT

Miranda Ribeiro, Felipe Martins. **Analysis of Ductile Structures of the Paleoproterozoic Basement in the Praia das Conchas Region, RJ.** 2018, VII, 45p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018.

The rocks that crop out in the Praia das Conchas region, city of Cabo Frio, Rio de Janeiro State, belong to the Paleoproterozoic orthogneissic basement of the Cabo Frio Tectonic Domain (CFTD), a terrane that occupies the extreme eastern portion of the Ribeira belt. The CFTD comprises orthoderived Paleoproterozoic rocks tectonically interleaved with Neoproterozoic supracrustal rocks, being considered by some authors an exotic terrane, and by others the eastern transition of the Ribeira belt with the Congo craton. Its basement has been through convergent and divergent tectonic events, and has its main ductile structures NW-SE oriented, orthogonally to the standard trends in the neighbor terranes of the Ribeira belt. This work's objective is to study the geometry and the kinematics of the ductile structures in the Praia das Conchas region, which are associated with the tectonic evolution of the CFTD. When analyzing these rocks, it was possible to separate them in two different domains: high strain zones, with penetrative mylonitic foliation, and low strain zones, represented by an incipient foliation. Their structural trends have similar orientation, predominantly E-W or NW-SE, although the low strain zones show larger variations in its attitudes. The high strain zone develops shear zones, with orthoanfibolitic boudins, leucosome veins, stretching lineation, and kinematic indicators. The indicators are: drag of pre-existing foliation, asymmetric orthoanfibolitic boudins, feldspar porphyroblasts with asymmetric pressure shadows, and quartz-feldspar oblique veins. Dextral shear sense indicators prevail, with lineations plunging NNW. The dextral shear sense, within a N and NE dipping foliation, would implicate in an oblique convergence with top to SSE. N-S extensional shear zones were also localized, with low angle foliation dipping E, without the occurrence of leucossomes, probably associated with a later event that took place when these rocks occupied an upper portion of the crust. NE-SW basaltic dikes cut all the units in the studied area.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Praia das Conchas, município de Cabo Frio, na Região dos Lagos. O polígono amarelo indica a área mapeada neste estudo, em imagem do Google Earth.

Figura 2- Área de estudo vista do Google Earth. A Praia das Conchas está situada a sul da praia do Perú, no município de Cabo Frio. Observam-se os costões rochosos, objetos deste estudo, nas pontas norte e sul da praia.

Figura 3 – Província Mantiqueira dividida nos seus três segmentos e suas respectivas faixas móveis (Heilbron *et al.*, 2004). Em vermelho estão áreas crotônicas.

Figura 4 - (A) Compartimentação tectônica na América do Sul: PP) Craton Paranapanema; SF) Craton São Francisco; AM) Craton Amazonas; RP) Craton Rio da Plata; WA) Craton do Oeste Africano. (B) Mapa tectônico simplificado da região por Trouw *et al.* (2013): 1) Bacias Cenozoicas; 2) Intrusivas Alcalinas do Cretáceo ao Cenozoico; Craton São Francisco e foreland (3-5); 3) Embasamento; 4) Cobertura Metassedimentar; 5) Rochas metassedimentares alóctones e para-autóctones; Orógeno Brasília (6-9); 6) Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 7) Nappe Socorro (S)-Guaxupé (G); 8) Terreno Embu (E)-Paraíba do Sul (PS); 9) Terreno Apiaí; Orógeno Ribeira (10-14); 10) Domínio Externo; 11) Domínio Juiz e Fora; 12) Arco Rio Negro (Terreno Oriental); 13) Terreno Ocidental; 14) Terreno Cabo Frio. A zona de superposição entre a Faixa Brasília-sul e a Faixa Ribeira está marcada pela área sombreada limitada a norte por linha tracejada que representa a frente do Orógeno Ribeira (Trouw *et al.*, 2013).

Figura 5 – Modelo geológico para a seção da Faixa Ribeira, desde o Craton São Francisco a NW até o Bloco Angola a SE, modificado de Heilbron *et al.* (2004) por Schmitt *et al.*, (2016).

Figura 6 – Mapa tectônico do Domínio Tectônico Cabo Frio e áreas adjacentes do Terreno Oriental de Schmitt *et al.* (2016).

Figura 7- Imagem reduzida do mapa geológico-estrutural da ponta norte da Praia das Conchas.

Figura 8 – Imagem reduzida do mapa geológico-estrutural da ponta sul da Praia das Conchas.

Figura 9 – Seção estrutural do costão norte da Praia das Conchas.

Figura 10- Seção estrutural do costão sul da Praia das Conchas.

Figuras 11a e 11b - Os enclaves microdioríticos apresentam-se arredondados em regiões com foliação menos aparente e alongados em regiões mais deformadas. Observam-se contato com leucogranito isotrópico na foto à esquerda e falha rúptil com direção ENE-WSW cortando um enclave na foto à direita.

Figura 12 – No costão norte, aflora gnaiss bandado com foliação bem marcada por níveis quartzo-feldspáticos intercalados com níveis gnáissicos leucocráticos.

Figuras 13a e 13b – Boudins anfibolíticos na zona de contato entre o Metatonalito com Enclaves e o Gnaiss Tonalítico Bandado. Observam-se veios quartzo-feldspáticos oblíquos e a foliação de encaixante acompanhando os contornos de suas bordas.

Figura 14 – Dique com direção NE-SW alcançando cerca de 2 metros de espessura, sendo possível observar as ramificações cortando a encaixante.

Figura 15 – Contato brusco entre o dique e a rocha encaixante. Nota-se a coloração negra e a textura afanítica do basalto, no contato.

Figura 16 – Dique basáltico com aproximadamente 7 metros de espessura e orientação NE-SW. Este é um dos mais espessos da área de estudo (Ponta Sul da Praia das Conchas).

Figuras 17a e 17b – Os enclaves variam em tamanho e forma. À esquerda, apresentam-se arredondados ou lenticulares, com alguns centímetros, onde a encaixante tem foliação incipiente a inexistente. À direita, encontram-se alongados, alcançando alguns metros de comprimento, onde há foliação mais marcante.

Figura 18 – Estereograma contendo todas as 227 medidas (pólos) de foliação tectônica ilustradas pelos polos e contornos. As duas regiões de maior densidade estão destacadas também pelos seus planos médios, que apontam para os trends E-W ($351^{\circ}/16^{\circ}$) e NW-SE ($033^{\circ}/61^{\circ}$).

Figura 19 – O estereograma da foliação da zona de baixo strain evidencia que os mergulhos variam entre 60° e 85° . De um total de 34 medidas, predominam os strikes NW-SE e E-W, havendo 3 medidas com trend N-S.

Figura 20– Metatonalito com Enclaves em região onde apresenta foliação incipiente.

Figura 21 - Estereograma com os pólos e planos médios da foliação milonítica das

zonas de cisalhamento: predomina o *strike* WSW-ENE ($356^{\circ}/16^{\circ}$), e nota-se outro relevante conjunto de medidas orientadas em NW-SE ($031^{\circ}/68^{\circ}$), ambos destacados pelos seus planos médios contendo as lineações encontradas.

Figura 22– Estereograma com os pólos e plano médio das 104 medidas do Gnaiss Tonalítico Bandado. As medidas concentram-se evidenciando mergulho de baixo ângulo para norte, como destacado pelo plano médio $355^{\circ}/16^{\circ}$.

Figura 23 – Estereograma com os pólos e plano médio das 41 medidas das zonas de cisalhamento localizadas o costão da ponta sul. Observam-se dois conjuntos de medidas, um com *strike* WSW-ENE ($349^{\circ}/27^{\circ}$) e outro com *strike* NW-SE ($030^{\circ}/69^{\circ}$), como destacado pelos planos médios.

Figura 24– Zona de cisalhamento com 7 metros de espessura, localizada no costão sul da Praia das Conchas.

Figura 25– Estereograma das 12 medidas de foliação da zona de cisalhamento de 7 metros de espessura, situada no costão sul, que apresenta mergulho entre 60° e 70° para NE.

Figura 26- Zona de cisalhamento de aproximadamente 1 metro de espessura, que deforma o metatonalito com enclaves, situada no costão sul. Observa-se a foliação marcante na zona de alto *strain*.

Figura 27- Zona de cisalhamento de aproximadamente 1 metro de espessura, que deforma o Metatonalito com Enclaves, situada no costão sul. Observa-se a transposição da foliação evidenciada pelos veios, que são dobrados e rompidos pelo cisalhamento.

Figura 28a- Zona de cisalhamento com aproximadamente 1 metro de espessura, situada na região norte do costão da ponta sul da Praia das Conchas, mergulha para NE.

Figura 28b – Figura 27a interpretada.

Figura 29- Estereograma com plano e polo da foliação e com a lineação da zona de cisalhamento de 1 metro de espessura situada ao norte do costão da ponta sul da Praia das Conchas. A foliação mergulha cerca de 40° para NE; a lineação tem caimento de aproximadamente 40° para NNE.

Figura 30- Lineação mineral e de estiramento em zona de cisalhamento situada no costão sul, com orientação $310^{\circ}/50^{\circ}$.

Figura 31- A foliação da rocha encaixante é deformada pela zona de cisalhamento, sendo rotacionada em direção ao paralelismo com a mesma. As duas foliações formam um ângulo θ , estando em vermelho a foliação arrastada e em amarelo a foliação milonítica.

Figura 33– Porfiroblasto de feldspato com sombras de pressão, indicador cinemático do tipo *sigma* (σ), indicando movimento dextral de cisalhamento.

Figura 34a - Boudin anfibolítico deformado, com fraturas preenchidas por quartzo e feldspato mergulhando em baixo ângulo para ENE, sugerindo movimento dextral de cisalhamento. Observa-se a foliação da encaixante contornando o *boudin*.

Figuras 34b e 34c - Boudin assimétrico com planos intra-*boudin*, indicando movimento dextral (Goscombe, *et al.*, 2003).

Figura 35- Boudin de ortoanfíbilito com veios oblíquos de quartzo e feldspato. Ilustrada na figura, a lineação da encaixante mergulha cerca de 10° para NW (cerca de 330°).

Figura 36- Estereograma contendo os planos da foliação da zona de cisalhamento e das fraturas dos boudins preenchidas por quartzo e feldspato e a lineação da zona de cisalhamento.

Figura 37a – Veios quartzo-feldspáticos deformados sugerem movimento dextral. Notar a entrada de leucossoma na zona de cisalhamento.

Figura 37b – Figura 36a ilustrada.

Figura 38a- Veios quartzo-feldspáticos sugerindo movimento sinistral. Notar leucossomas produzidos por fusão parcial.

Figura 38b- Figura 38a ilustrada. Orientação da linha contínua: $N80^\circ W$.

Figura 39a- Dobras com plano axial subvertical subparalelo à foliação NW-SE da zona de cisalhamento.

Figura 39b- Figura 39a ilustrada: em laranja as dobras apertadas; em preto os planos axiais.

Figura 40a- Zona de cisalhamento representada pela linha contínua ($042^\circ/40^\circ$); foliação deformada representada pela linha pontilhada ($334^\circ/45^\circ$ e $356^\circ/45^\circ$).

Figura 40b- Figura 40a ilustrada.

Figura 41- Estereograma dos diques, que apresentam mergulho subvertical para SE.

Figura 42 – Bloco-diagrama representando a zona de cisalhamento principal do costão sul (plano) e a lineação produzida pela mesma (~), a foliação da encaixante (pontilhado) e o arraste da mesma (linhas contínuas).

1. Introdução

Na região da Praia das Conchas, município de Cabo Frio, RJ, afloram rochas que pertencem ao embasamento ortognáissico paleoproterozoico do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF), com estruturas deformacionais que resultaram de eventos convergentes e divergentes ao longo da sua evolução geológica. Essas litologias estão deformadas em zonas de cisalhamento dúcteis e são cortadas por intrusões de diques basálticos.

O DTCF tem embasamento composto por rochas ortoderivadas paleoproterozoicas tectonicamente intercaladas com rochas supracrustais neoproterozoicas, ocupando a porção mais a leste da Faixa Ribeira, um dos cinturões móveis do Brasileiro.

Foi afetado pela Orogenia Búzios, de 530–490 Ma, o evento tectônico mais jovem da Província Mantiqueira.

Além disso, o principal *trend* estrutural dúctil do DTCF apresenta-se na direção NW-SE, ortogonal à orientação padrão dos terrenos vizinhos da Faixa Ribeira, a NW.

O embasamento paleoproterozoico, foco deste estudo, é heterogêneo composicionalmente e estruturalmente. Apresenta zonas de alto *strain*, datadas como pertencentes ao evento Cambriano. Todavia, não se sabe se todas as estruturas deformacionais dúcteis são brasileiras, uma vez que podem apresentar estruturas mais antigas do evento tectônico que gerou seus protólitos no Orosiriano (ca. 1,99-1,95 Ga).

O presente trabalho consiste em mapeamento geológico-estrutural em detalhe, escala 1:500, com foco nas estruturas dúcteis existentes nos costões rochosos das duas pontas da Praia das Conchas. Assim, foram reconhecidas zonas de alto e de baixo *strain*. A primeira é representada por zonas de cisalhamento com strike E-W e NW-SE, mergulhos para N e NE, que produziram foliação, lineação e indicadores cinemáticos. A segunda corresponde pela foliação incipiente em rocha metatolítica com enclaves microdiotíticos, com orientações mais dispersas, mas também predominantemente com orientação E-W e NW-SE.

1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é caracterizar a geometria e a cinemática das estruturas deformacionais dúcteis e dúctil-rúpteis do embasamento paleoproterozoico do Domínio Tectônico Cabo Frio, na região da Praia das Conchas, município de Cabo Frio (RJ). A finalidade é descrever as estruturas da evolução tectônica desse terreno geológico durante o Cambriano. Busca-se também observar a existência de indícios de estruturas deformacionais mais antigas.

Os principais produtos deste trabalho são:

- mapa geológico-estrutural, em escala 1:500, com seção geológica
- croquis detalhados em afloramentos com análise geométrica e cinemática das estrutura.

1.2. Localização

A área está localizada no município de Cabo Frio, Região dos Lagos do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1). A partir da capital do estado, o trajeto pode ser realizado em cerca de 2 horas e 45 minutos de carro.

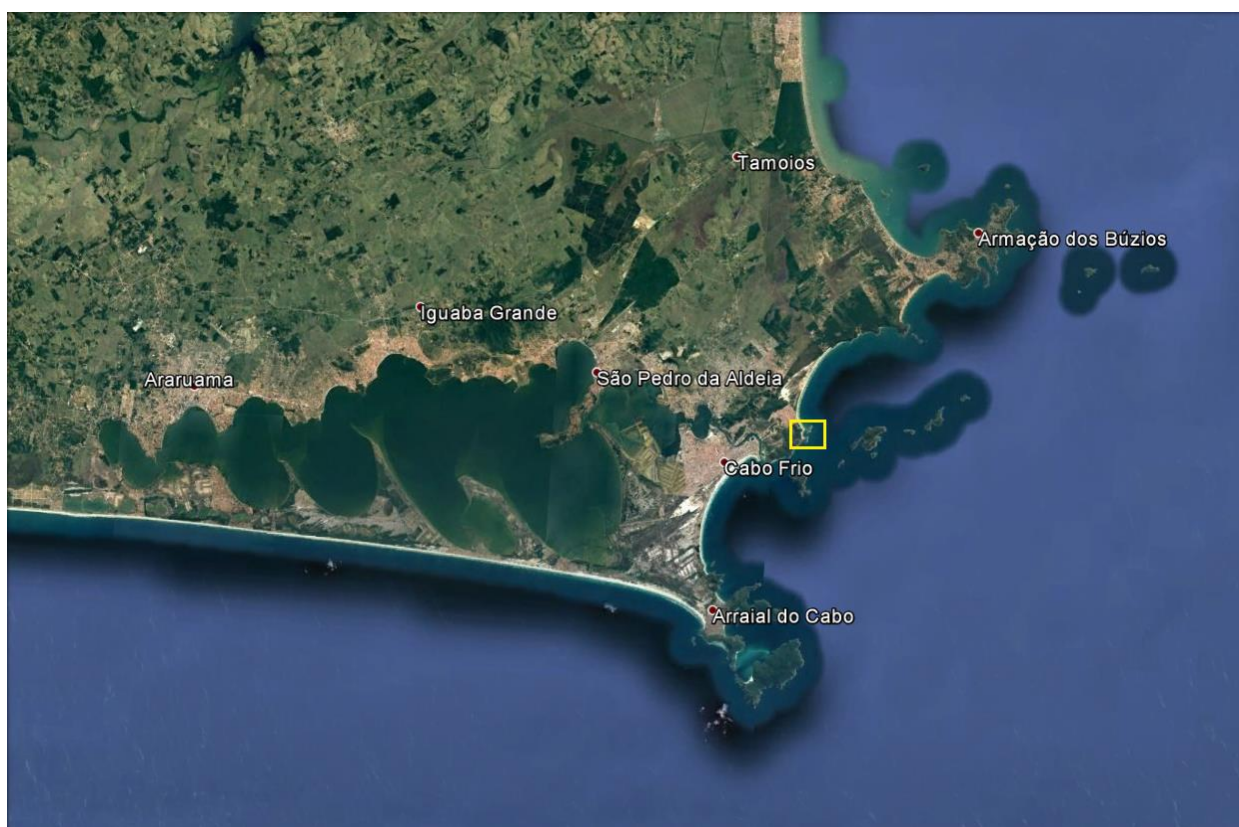


Figura 1- Localização da Praia das Conchas, município de Cabo Frio, na Região dos Lagos. O polígono amarelo indica a área mapeada neste estudo, em imagem do Google Earth.

A área mapeada corresponde aos costões rochosos das duas pontas da Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ (Figura 2).



Figura 2- Área de estudo vista do Google Earth. A Praia das Conchas está situada a sul da praia do Perú, no município de Cabo Frio. Observam-se os costões rochosos, objetos deste estudo, nas pontas norte e sul da praia.

1.3. Metodologia

A metodologia é descrita abaixo na ordem de etapas do trabalho:

- 1- Levantamento bibliográfico sobre a geologia regional e sobre a geologia da área de estudo. Também foi feita uma revisão teórica sobre a análise das estruturas deformacionais, com foco na tectônica dúctil.
- 2- Mapeamento geológico-estrutural (escala 1:500), realizado em três etapas de campo que totalizaram 10 dias. Como mapa foram utilizadas imagens adquiridas por Vant (veículo aéreo não tripulado), originalmente para o artigo *“Rift brittle deformation of SE – Brazilian continental margin: kinematic analysis of onshore structures relative to the*

transfer and accomodation zones of southern Campos Basin” (Savastano *et al.*, 2016).

No campo, fez-se levantamento de dados como: composição litológica, orientações estruturais e indicadores cinemáticos.

- 3- Tratamento e análise de dados estruturais coletados em campo, com confecção de estereogramas, utilizando o programa Stereonet.
- 4- Elaboração de mapa em escala 1:500 no *software* ArcGis 10.2.2, utilizando imagens processadas em alta resolução adquiridas por Vant (veículo aérea não tripulado), e os dados de campo, posteriormente trabalhado no *software* Corel Draw 2017.
- 5- Confecção da monografia.

2. Geologia Regional

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), mais especificamente no Faixa Ribeira, que corresponde a um sistema orogênico colisional Brasileiro-Pan-africano, cuja evolução ocorreu durante o Neoproterozoico até o Ordoviciano (Figura 3). Esses eventos orogênicos resultaram na formação da porção ocidental do paleocontinente Gondwana, unindo os crátons São Francisco, Congo, Paranapanema e outros microcontinentes (Heilbron *et al.*, 2004; Trouw *et al.*, 2000).

2.1. Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira se estende por 1400 km no sudeste do Brasil ao longo da margem do Oceano Atlântico, com aproximadamente 300 km de largura em seu segmento central (Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000). Sua continuação a norte é representada pela Faixa Araçuaí, que apresenta *trend* estrutural, sucessões sedimentares e cronologia de eventos colisionais semelhantes (Figura 3).

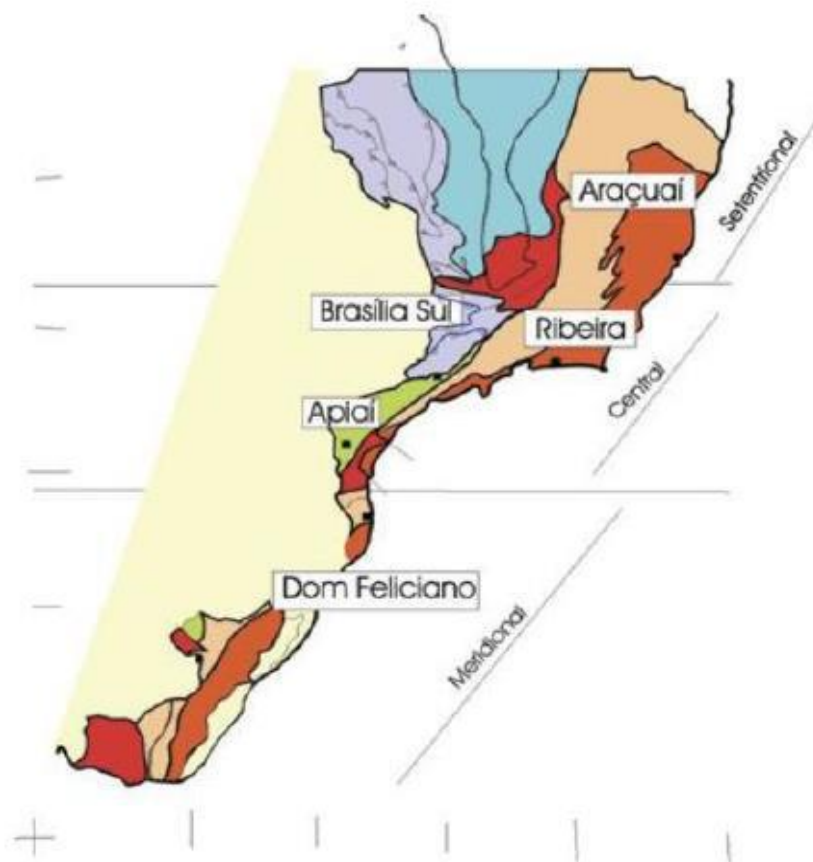


Figura 3 – Província Mantiqueira dividida nos seus três segmentos e suas respectivas faixas móveis (Heilbron *et al.*, 2004). Em vermelho estão áreas cratônicas.

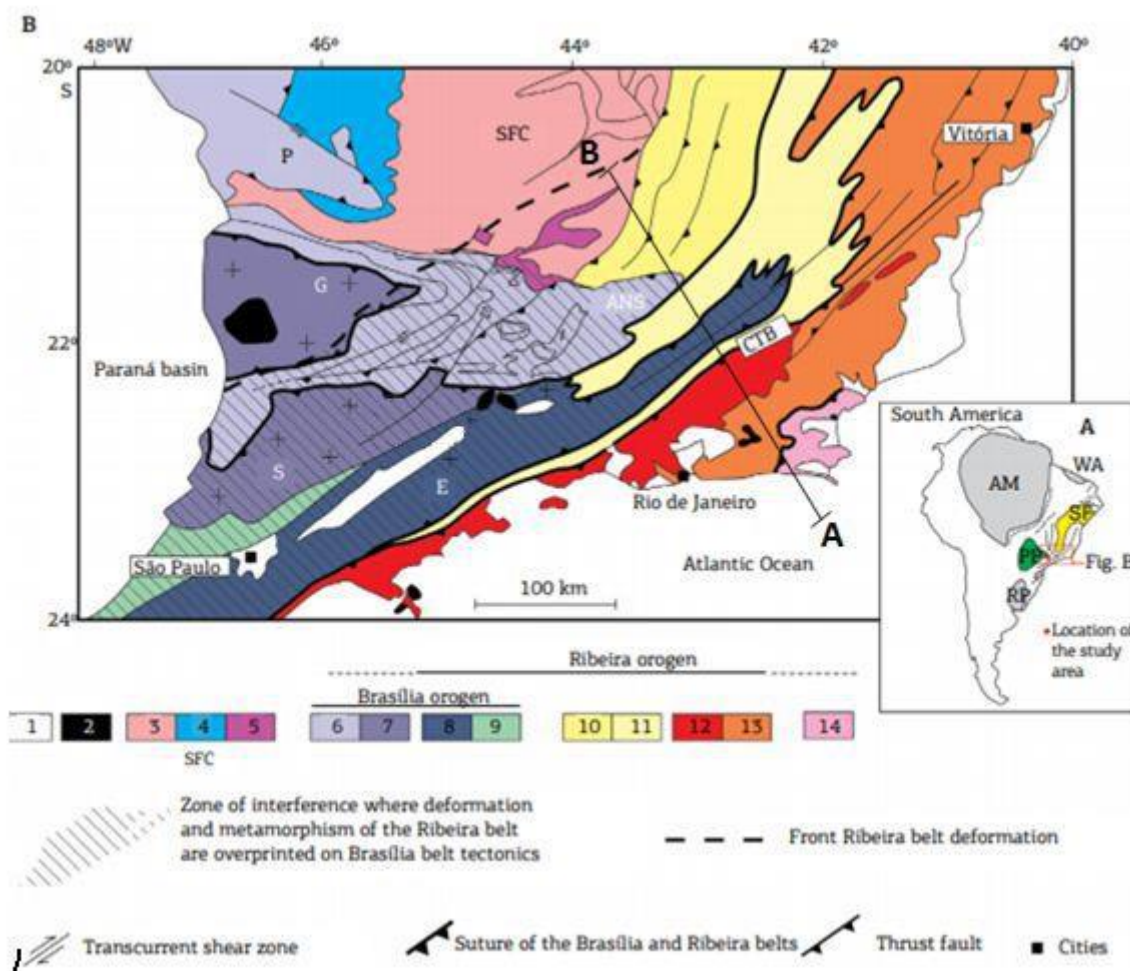


Figura 4 - (A) Compartimentação tectônica na América do Sul: PP) Craton Paranapanema; SF) Craton São Francisco; AM) Craton Amazonas; RP) Craton Rio da Plata; WA) Craton do Oeste Africano. (B) Mapa tectônico simplificado da região por Trouw et al. (2013): 1) Bacias Cenozoicas; 2) Intrusivas Alcalinas do Cretáceo ao Cenozoico; Craton São Francisco e foreland (3-5); 3) Embasamento; 4) Cobertura Metassedimentar; 5) Rochas metassedimentares alóctones e para-autóctones; Orógeno Brasília (6-9); 6) Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 7) Nappe Socorro (S)-Guaxupé (G); 8) Terreno Embu (E)-Paraíba do Sul (PS); 9) Terreno Apiaí; Orógeno Ribeira (10-14); 10) Domínio Externo; 11) Domínio Juiz e Fora; 12) Arco Rio Negro (Terreno Oriental); 13) Terreno Ocidental; 14) Terreno Cabo Frio. A zona de superposição entre a Faixa Brasília-sul e a Faixa Ribeira está marcada pela área sombreada limitada a norte por linha tracejada que representa a frente do Orógeno Ribeira (Trouw *et al.*, 2013).

A oeste, a deformação da Faixa Ribeira parcialmente se sobrepõe à Faixa Brasília cuja orogenia é de aproximadamente 50 milhões de anos mais antiga, onde a formação de ortognaisses e de arcos magmáticos entre 900 e 600 Ma resultaram da convergência e consumo da litosfera oceânica entre vários crátons (Pimentel e Fuck, 1992) (Figuras 4 e 5).

O principal evento colisional da Faixa Brasília ocorreu no intervalo de 650-625 Ma (Campos Neto *et al.*, 2000). Já as colisões da Faixa Ribeira ocorreram entre 590 e 500 Ma (Heilbron *et al.*, 2004; Schmitt *et al.*, 2004). Esta evolução diacrônica está registrada por uma zona de interferência

entre esses dois cinturões, ao sul do Cráton São Francisco, onde rochas de baixo a médio grau metamórfico relacionadas à Faixa Ribeira estão em contato com assembleias minerais de mais alta pressão da Faixa Brasília (Figura 4).

A Faixa Ribeira apresenta orientação predominante NE-SW, e é internamente dividida em quatro terrenos principais (Heilbron *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 2000; Heilbron Machado *et al.*, 2003), que ilustram várias etapas de convergência brasileiras, separadas por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressionais dextrais (Figura 4 e 5).

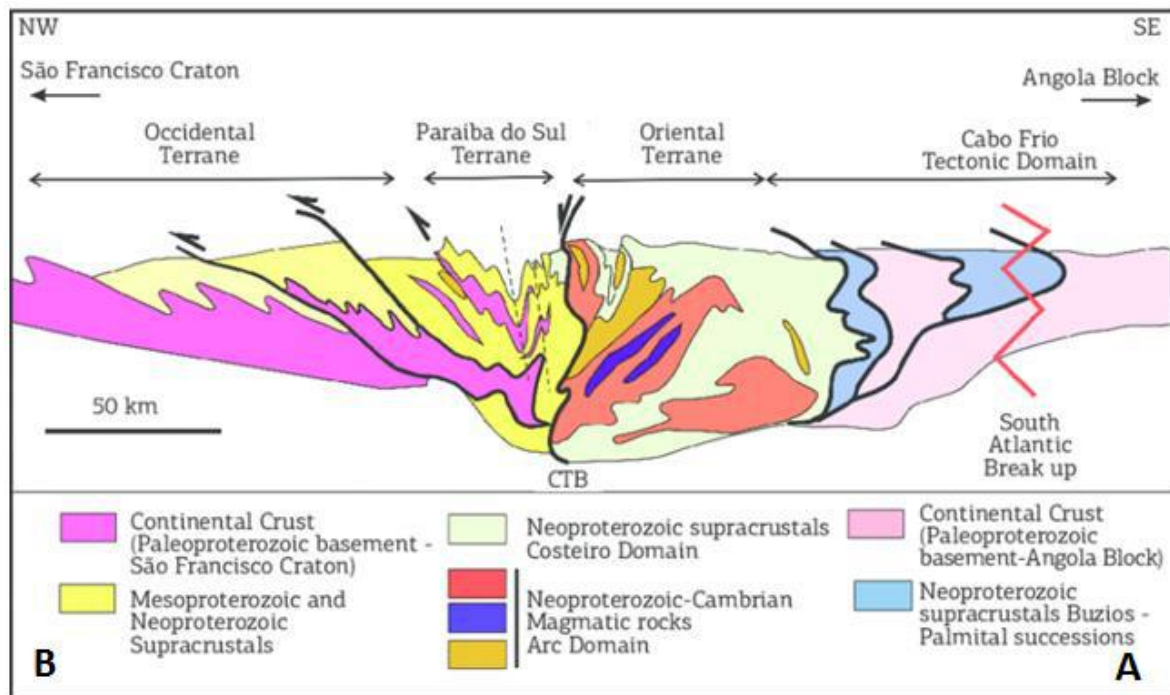


Figura 5 – Modelo geológico para a seção da Faixa Ribeira, desde o Cráton São Francisco a NW até o Bloco Angola a SE, modificado de Heilbron *et al.* (2004) por Schmitt *et al.* (2016).

O Terreno Ocidental, correspondente à porção mais a oeste, é constituído por rochas metassedimentares da margem passiva retrabalhada da parte sudeste do Cráton São Francisco, cujos protólitos foram depositadas durante Mesoproterozoico ao Neoproterozoico (Figuras 4 e 5). Compreende os domínios tectônicos Andrelândia a oeste, e Juiz de Fora, a sudeste.

O Terreno Paraíba do Sul corresponde a um megassinformal constituído por metassedimentos granulíticos de aproximadamente 1.8 Ga em embasamento paleoproterozóico. (Figuras 5 e 6).

O Terreno Oriental encontra-se justaposto ao Terreno Ocidental, sendo constituído pelos ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro e rochas metassedimentares intrudidas por granitoides sin a tardi-colisionais (Figuras 4 e 5). Este terreno é separado do Terreno Ocidental por uma zona de cisalhamento milonítica denominada CTB (*Central Tectonic Boundary*) (Almeida *et al.*, 1998).

O Domínio Tectônico Cabo Frio é onde está inserida a área deste estudo, e será detalhado a seguir.

2.2. Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF)

O Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) compreende rochas do embasamento ortognaissico do Paleoproterozoico tectonicamente intercaladas com rochas supracrustais de fácies granulito, cujos protólitos foram depositados em ambiente marinho profundo durante o Neoproterozoico (Schmitt *et al.*, 2008, 2016).

O embasamento é denominado Complexo Região dos Lagos, constituído principalmente por metagranitoides com corpos metaquartzo-dioríticos e metatonalíticos subordinados. Em áreas mais deformadas, os metagranitoides aparecem bandados e com estruturas migmatíticas. Os metagranitoides predominantemente apresentam composição monzogranítica, com sienogranitos, quartzo-monzonitos e granodioritos subordinados. Diques anfibolíticos, denominados Suíte José Gonçalves, cortam os ortognaisses (Schmitt, *et al.*, 2004, 2016). Devido à deformação, aparecem frequentemente dobrados ou como *boudins* em flancos de dobras isoclinais. Todos os litotipos são cortados por veios quartzo-feldspáticos que em alguns locais apresentam textura pegmatítica. Os protólitos foram datados entre 1,99 e 1,94 Ga e são interpretados como representantes de um arco magmático orosiriano (Viana *et al.*, 2008; Schmitt *et al.*, 2004, 2016)

As rochas supracrustais são divididas em três grupos composicionais (Schmitt *et al.*, 1999, 2016). A Sucessão Búzios constitui pacotes de sedimentos aluminosos (silimanita-cianita-granada-biotita gnaiss) com intercalações de camadas calcissilicáticas e anfibolíticas. A Sucessão Palmital é constituída principalmente por paragnaisses quartzo-feldspáticos, com intercalações com níveis mais aluminosos e calcissilicáticos. Essas duas sucessões são interpretadas como sendo variedades laterais em depósitos na mesma bacia (Bacia Búzios-Palmital) (Schmitt *et al.* 2008, 2016). A Unidade Forte de São Mateus é constituída por gnaisses anfibolíticos bandados e apresenta-se em contatos tectonizados com as rochas do Complexo Região dos Lagos.

O DTCF colidiu com o Terreno Oriental durante a Orogenia Búzios, o mais jovem evento tectono-metamórfico registrado entre os cinturões do Brasiliano, ocorrido entre 525 e 495 Ma (Schmitt *et al.*, 2004, 2016). É limitado a NW por um contato tectônico dobrado de direção NE-SW que o separa do Terreno Oriental neoproterozoico e a SE pelo Oceano Atlântico (Schmitt *et al.*, 2001).

Os terrenos são separados por zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo, que correspondem à deformação principal. Comumente uma mesma zona de cisalhamento passa de padrão de empurrão para zona transcorrente dextral ao longo do *strike*. A

orientação predominante das estruturas dúcteis do DTCF é NW-SE, ortogonal à orientação estrutural predominantemente NE-SW da Faixa Ribeira (Fonseca, 1998; Schmitt *et al.*, 2004).

No total, quatro fases de deformação relacionadas à orogênese cambriana (Orogenia Búzios) foram identificadas no DTCF (Schmitt *et al.*, 2004, 2016). Todas as unidades litoestratigráficas foram afetadas por uma tectônica tangencial de baixo ângulo, que gerou lineações mineral e de estiramento com orientação NW-SE de baixo caimento, foliação tectônica, zonas de cisalhamento sub-horizontais e dobras recumbentes. Durante as fases D1 e D2, camadas de ortogneisses foram sobrepostas às rochas supracrustais. Durante a fase de deformação D3 desenvolveram-se dobras recumbentes com eixo NW-SE paralelo à principal direção de movimento, que dobraram a foliação S1/S2, as zonas de empurrão e as estruturas boudinadas. Após acrescido à Faixa Ribeira, durante o Cambriano Superior, o limite oeste do DTCF foi afetado por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral que desenvolveu lineação de estiramento relacionada à fase D4, sob condições da fácies anfibolito (Figura 6).

As assembleias minerais indicam um pico metamórfico de pelo menos 9 Kbar e 780°C, sob condições da fácies anfibolito-granolito na porção leste e anfibolito superior na porção oeste do DTCF (Schmitt *et al.*, 2004). O pico metamórfico foi contemporâneo às fases D1 e D2 de deformação progressiva, há cerca de 525 Ma. As condições metamórficas foram mais baixas durante a fase de deformação D3, e ainda se encontravam na fácies anfibolito durante a fase D4 (Schmitt *et al.* 2004).

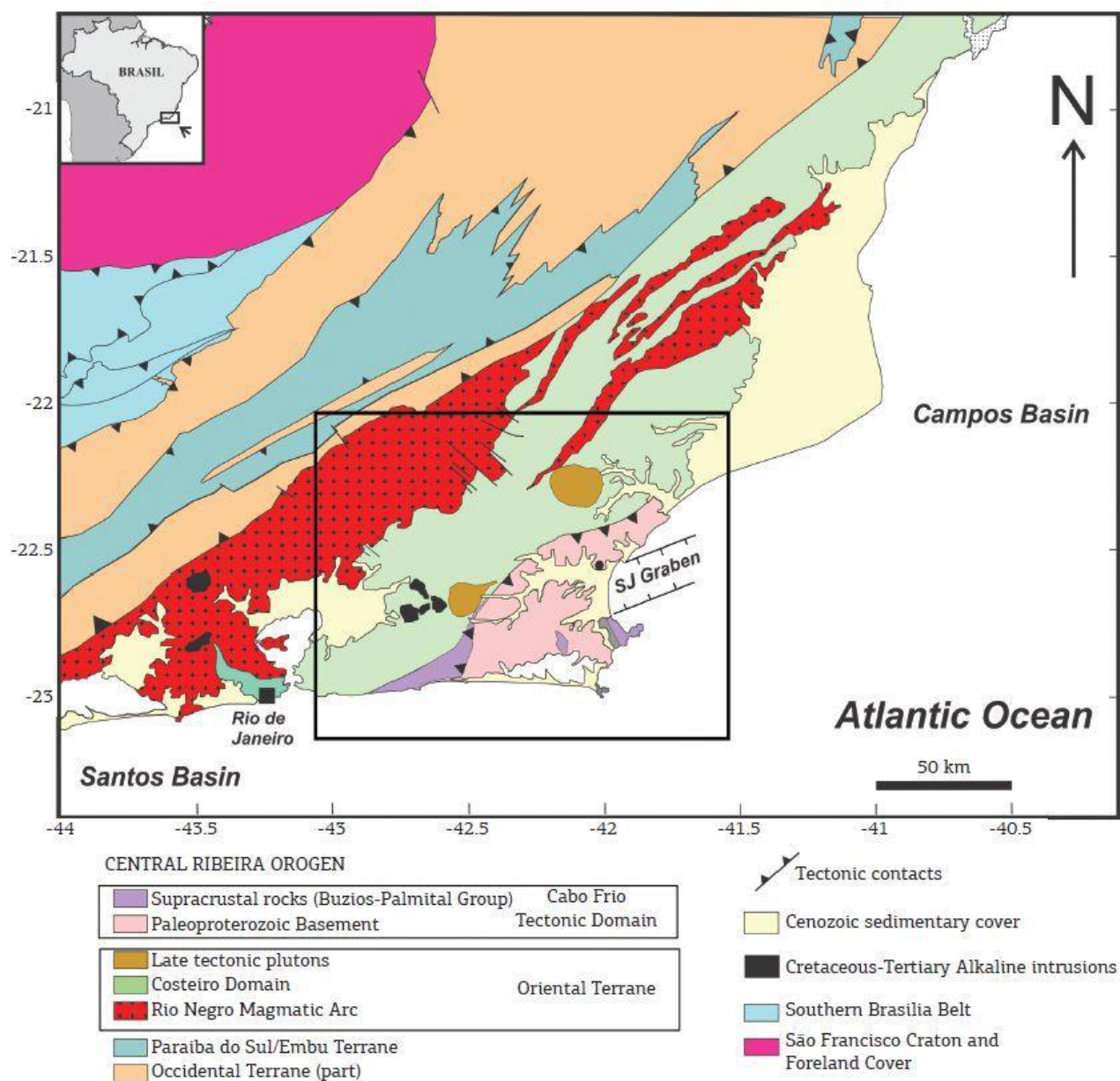


Figura 6- Mapa tectônico do Domínio Tectônico Cabo Frio e áreas adjacentes do Terreno Oriental de Schmitt *et al.* (2016).

3. Resultados

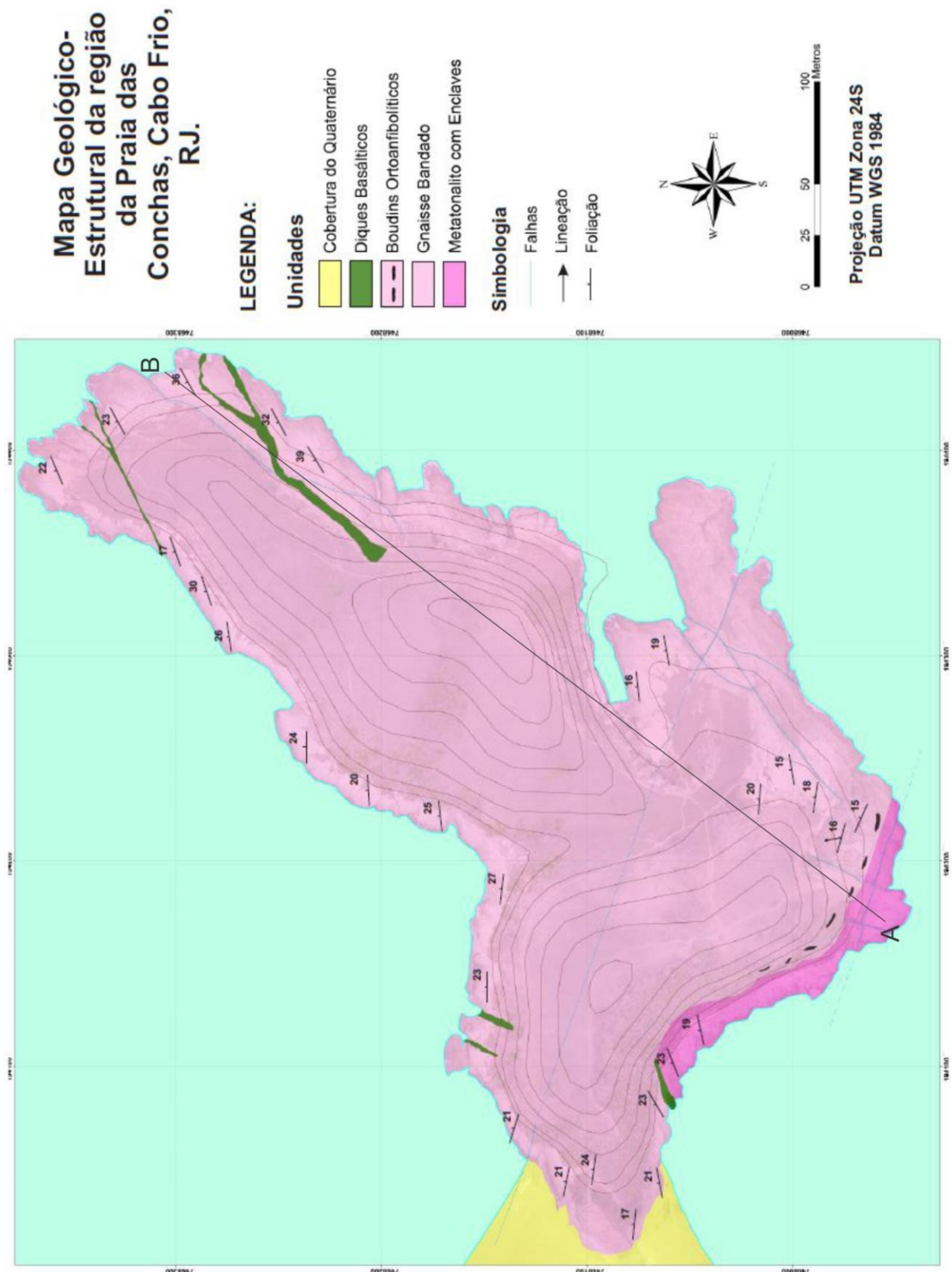


Figura 7 – Imagem reduzida do mapa geológico-estrutural da ponta norte da Praia das Conchas.

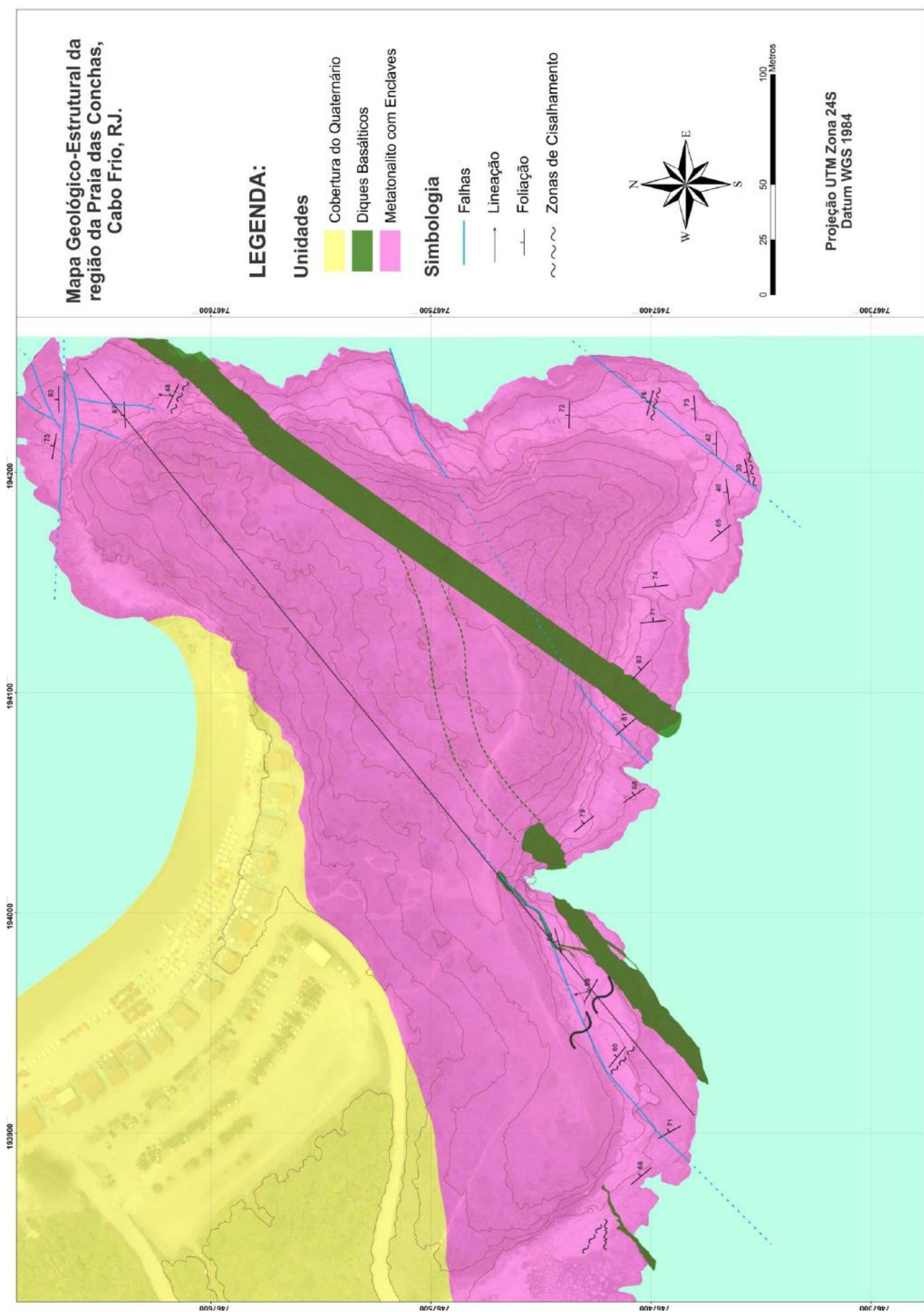


Figura 8 – Imagem reduzida do mapa geológico-estrutural da ponta sul da Praia das Conchas.

Seção Estrutural do costão norte da Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ.

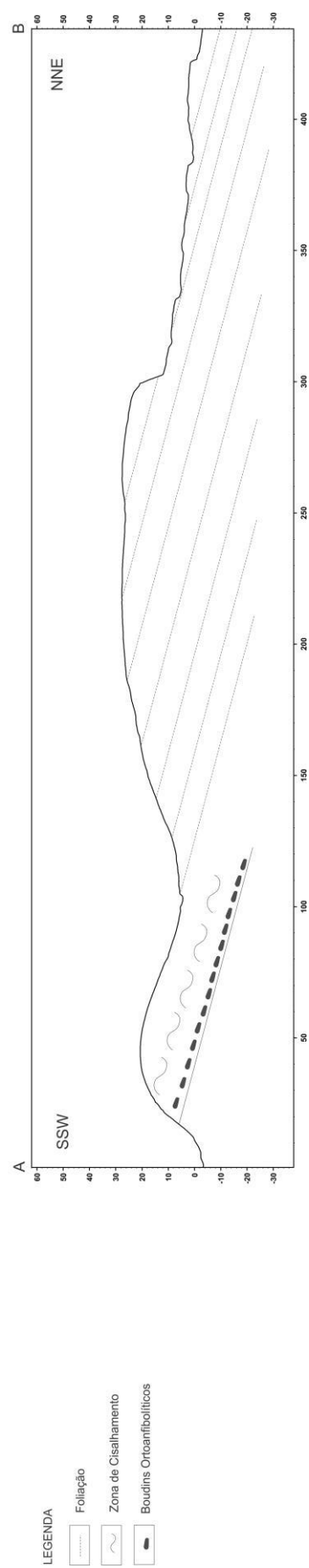


Figura 9 – Seção estrutural do costão norte da Praia das Conchas.

Seção estrutural do costão sul da Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ.

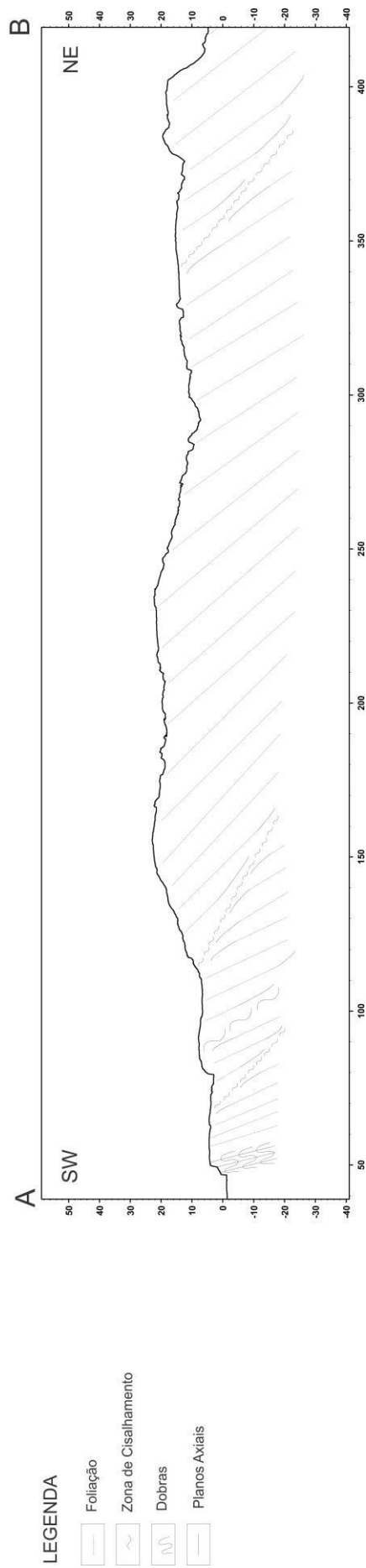


Figura 10- Seção estrutural do costão sul da Praia das Conchas.

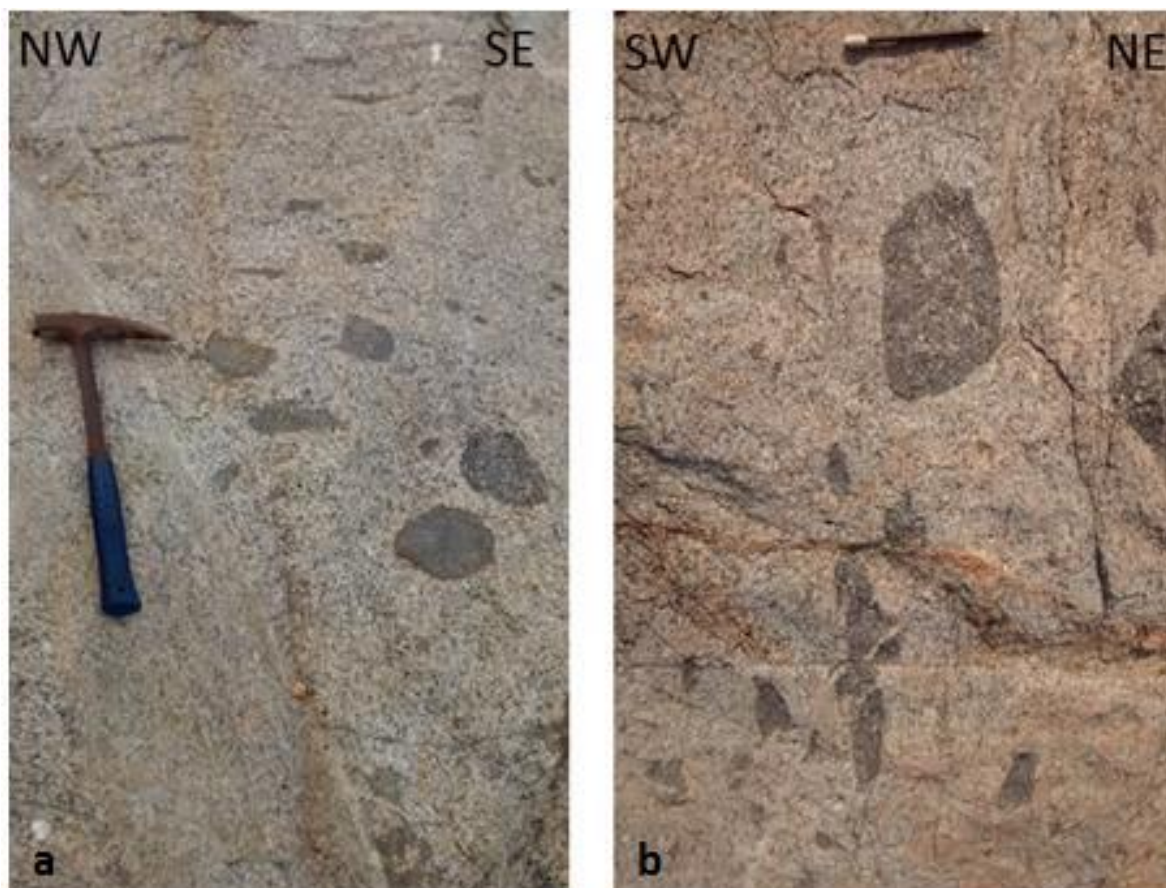
3.1. Unidades Litológicas

Os afloramentos rochosos da área ocorrem em forma de costões nas duas pontas, norte e sul, da Praia das Conchas, em Cabo Frio (Figuras 7 e 8). Os dois costões têm dimensões de aproximadamente 450mx250m, tendo o eixo de maior comprimento, em ambos os casos, direção ENE-WSW. Boa parte dos costões é coberta por vegetação principalmente nas suas porções centrais, de forma que as rochas ficam expostas nas suas bordas, nas regiões mais próximas ao mar, com pouca ou nenhuma alteração por intemperismo. Há paredões rochosos que podem chegar a cerca de 20 metros de altura. Em toda a área mapeada, as rochas são cortadas por zonas de cisalhamento (Figuras 9 e 10).

Foram observados quatro litotipos nesta área, descritos a seguir.

3.1.1. Metatonalito com Enclaves

Essa unidade é predominante no costão da ponta sul da Praia das Conchas (Figura 9). É em sua maior parte coberta por vegetação, estando exposta nas regiões mais próximas ao mar. Consiste em rocha leucocrática (I.C.~17%), com os minerais essenciais quartzo, feldspato (plagioclásio), anfíbólio e biotita, identificados em amostras de mão. Apresenta foliação incipiente evidenciada principalmente pelo hábito alongado dos minerais anfíbólio e biotita. Contém frequentes enclaves microdioríticos que, quando moderadamente deformados, apresentam forma arredondada e variam entre 4 e 50 centímetros de diâmetro. Em porções mais intensamente deformadas, os enclaves encontram-se estirados, e podem alcançar 10 metros de comprimento (Figuras 11a e 11b).



Figuras 11a e 11b - Os enclaves microdioríticos apresentam-se arredondados em regiões com foliação menos aparente e alongados em regiões mais deformadas. Observam-se contato com leucogranito isotrópico na foto à esquerda e falha rúptil com direção ENE-WSW cortando um enclave na foto à direita.

Foi possível identificar sete zonas de cisalhamento cortando o metatonalito predominantemente na direção NW-SE (vide item de estrutural). Veios fêlsicos frequentemente cortam essa unidade. Na porção sul do costão, observam-se intrusões graníticas locais (Figura 11a).

3.1.2. Gnaiss Tonalítico Bandado

Essa unidade ocupa a maior parte do costão da ponta norte da Praia das Conchas (Figura 7). É parcialmente coberta por vegetação, estando exposta apenas nas bordas do costão, nas proximidades do mar. Consiste em ortogneiss bandado, leucocrático, com quartzo, feldspato (plagioclásio), hornblenda e biotita como minerais essenciais identificados em amostras de mão.



Figura 12 – No costão norte, aflora gnaiss bandado com foliação bem marcada por níveis quartzo-feldspáticos intercalados com níveis gnáissicos leucocráticos.

Tem índice de cor igual a aproximadamente 15%, representado pelos cristais de anfibólio e biotita. Seus cristais são anédricos, de tamanho que varia entre 0,5 e 3 milímetros. Em algumas regiões, os minerais podem exibir granulação entre 0,5 e 1 centímetro.

Ao sul do costão, há um contato tectônico brusco entre o Gnaiss Tonalítico Bandado e o Metatonalito com Enclaves. Ao longo desse contato, são frequentes os *boudins* ortoanfibolíticos, como será detalhado mais adiante no item de estrutural.

3.1.3. Ortoanfibolitos

Essa unidade corresponde a corpos ortoanfibolíticos dentro do gnaiss bandado, frequentes na porção sul do costão norte, nas áreas mais próximas ao contato com o metatonalito com enclaves (Figuras 7, 13a e 13b). Encontram-se alongados conforme a foliação do gnaiss bandado. Esses corpos possuem extensão entre 30 centímetros e 1,5 metro, com espessuras entre 10 e 40 centímetros (Figuras 13a e 13b). Sua composição consiste em anfibólio (hornblenda) e plagioclásio.



Figuras 13a e 13b – *Boudins* anfibolíticos na zona de contato entre o Metatonalito com Enclaves e o Gnaiss Tonalítico Bandado. Observam-se veios quartzo-feldspáticos oblíquos e a foliação de encaixante acompanhando os contornos de suas bordas.

3.1.4. Diques basálticos

Distribuídos por toda a área de estudo, os diques basálticos cortam todas as unidades. As espessuras dos diques variam entre poucos centímetros a cerca de 7 metros, com orientação segundo o *trend* NE-SW (Figuras 7 e 8). Exibem coloração escura e estrutura maciça. Em alguns casos é possível notar erosão diferenciada devido à sua granulação e composição mais máfica que a de suas encaixantes, além das ramificações cortando a encaixante (Figura 14).



Figura 14 – Dique com direção NE-SW alcançando cerca de 2 metros de espessura, sendo possível observar as ramificações cortando a encaixante.



Figura 15 – Contato brusco entre o dique e a rocha encaixante. Nota-se a coloração negra e a textura afanítica do basalto, no contato.



Figura 16 – Dique basáltico com aproximadamente 7 metros de espessura e orientação NE-SW. Este é um dos mais espessos da área de estudo (Ponta Sul da Praia das Conchas).

3.2. Geologia Estrutural

A análise estrutural neste trabalho teve foco principal nas estruturas primárias e secundárias de caráter dúctil e dúctil-rúptil do embasamento, e secundariamente nas estruturas rúpteis relacionadas aos diques basálticos.

3.2.1. Estruturas Primárias

Apesar de haver zonas de deformação e migmatização, o embasamento preserva estruturas primárias nos domínios de baixo *strain*. Ocorrem enclaves microdioríticos, frequentemente localizados na unidade Metatonalito com Enclaves, que variam em forma e tamanho (Figuras 17a e 17b). A foliação do Metatonalito com Enclaves pode ser ígnea, o que seria também uma estrutura primária.



Figuras 17a e 17b – Os enclaves variam em tamanho e forma. À esquerda, apresentam-se arredondados ou lenticulares, com alguns centímetros, onde a encaixante tem foliação incipiente a inexistente. A direita, encontram-se alongados, alcançando alguns metros de comprimento, onde há foliação mais marcante.

3.2.2. Estruturas Tectônicas (secundárias)

Analisando todas as medidas de foliação tectônica da área em uma rede estereográfica, podem-se observar duas direções de *trend*: WSW-ENE – a mais frequente e com menor variação – e NW-SE – mais dispersa - com mergulhos para norte e nordeste, respectivamente (Figura 18).

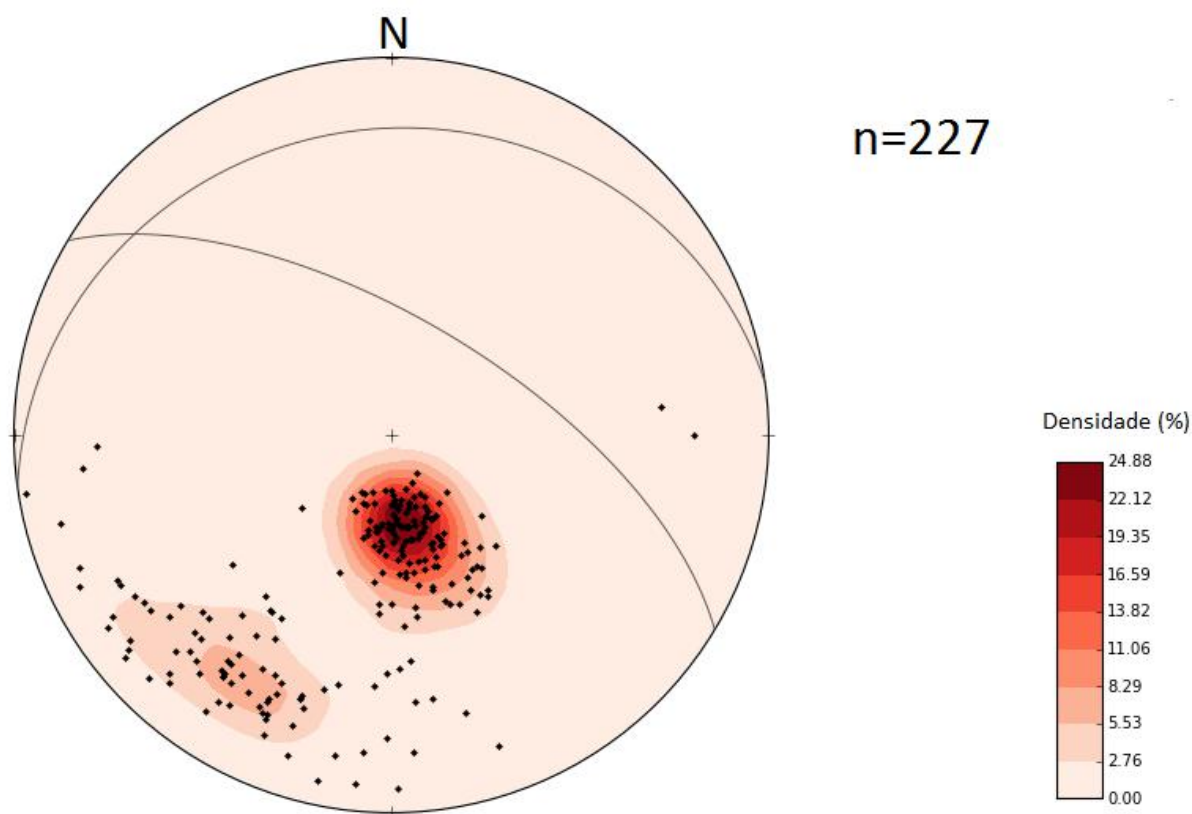


Figura 18 – Estereograma contendo todas as 227 medidas (pólos) de foliação tectônica ilustradas pelos polos e contornos. As duas regiões de maior densidade estão destacadas também pelos seus planos médios, que apontam para os trends E-W ($351^{\circ}/16^{\circ}$) e NW-SE ($033^{\circ}/61^{\circ}$).

O embasamento nesta área é estruturalmente heterogêneo, com zonas de baixo e alto *strain*. Por conta desta partição de deformação, os dados estruturais foram tratados em domínios chamados de alto e baixo *strain*. Esses domínios em geral coincidem com as unidades Gnaiss Tonalítico Bandado (alto *strain*) e Metatonalito com Enclaves (baixo *strain*).

3.2.2.1. Zonas de Baixo *Strain*

A estrutura tectônica mais antiga corresponde à foliação do metatonalito com enclaves (Figura 19), que é deformada pelas zonas de cisalhamento (Figuras 24, 26, 27, 28 e 31). A foliação é mais bem marcada em algumas regiões, principalmente quando próximas às zonas de cisalhamento, tendendo ao paralelismo com as mesmas. Nas regiões mais afastadas das zonas de cisalhamento, a rocha pode exibir foliação incipiente ou caráter maciço (Figura 20). Apresenta variação de mergulho, para norte, nordeste e leste (Figura 19). Dois *trends* predominam: NW-SE e E-W.

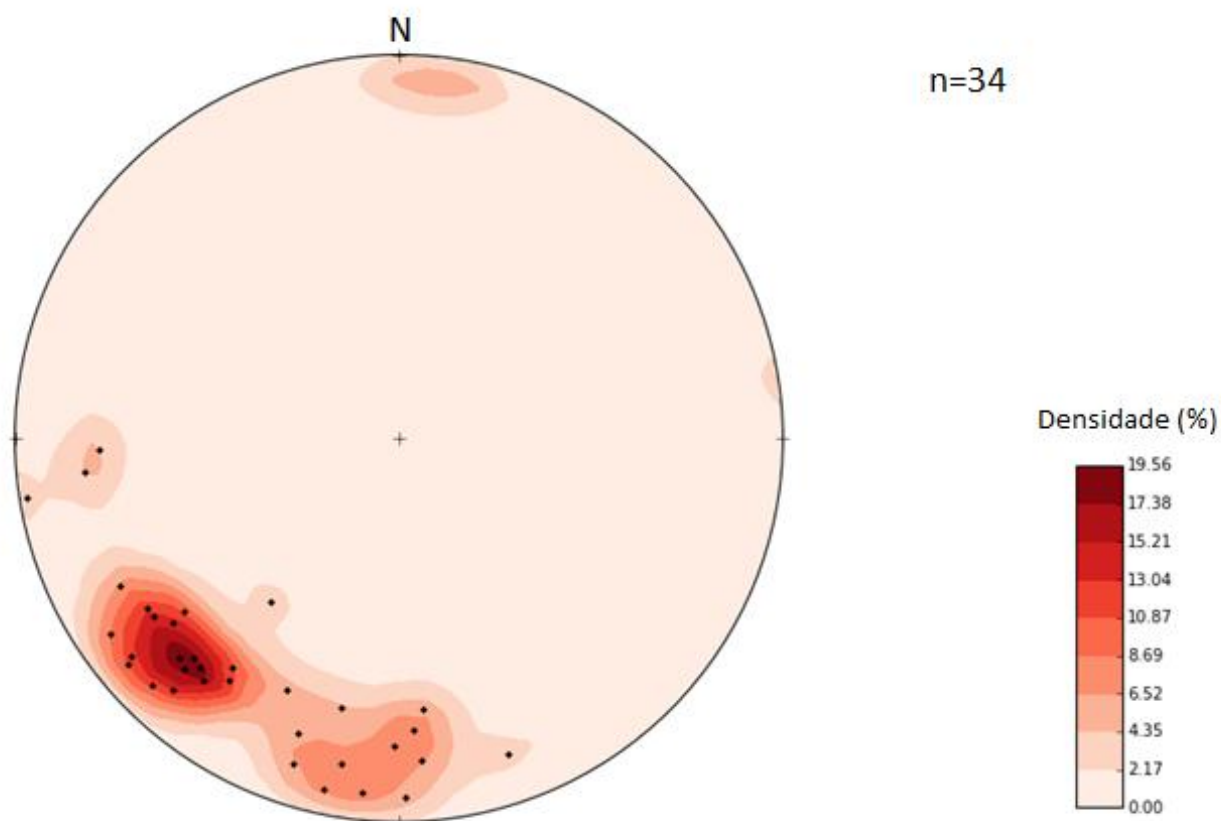


Figura 19 – O estereograma com os pólos das medidas de foliação da zona de baixo strain evidencia que os mergulhos variam entre 60° e 85°. De um total de 34 medidas, predominam os strikes NW-SE e E-W, havendo 3 medidas com trend N-S.

Quando é bem marcada, a foliação é claramente evidenciada pelos minerais máficos (anfíbólio e biotita) alongados e estiramento de quartzo e feldspato. Nessas regiões, os enclaves máficos apresentam-se estirados. Nas regiões onde a foliação é incipiente ou não existente, os enclaves se mostram arredondados (Figura 17).



Figura 20– Metatonalito com Enclaves em região onde apresenta foliação incipiente.

3.2.2.2. Zonas de Alto *Strain*

Ao todo, foram constatadas 8 zonas de cisalhamento, com variadas espessuras, presentes nos dois costões.

Elas deformam duas unidades: Gnaiss Tonalítico Bandado e Metatonalito com Enclaves. Um conjunto de 6 zonas de cisalhamento tem em torno de um metro de espessura, e estão localizadas no costão sul. Entre as duas mais espessas, uma alcança os 7 metros de espessura, situada no costão da ponta sul, e a outra deforma quase a totalidade do costão norte, sendo esta a que atinge a Unidade Gnaiss Tonalítico Bandado (Figuras 21, 22, 24 e 31).

A direção da foliação das zonas de cisalhamento varia em dois conjuntos principais de medidas: um com azimuth entre 350° e 010°, e mergulho entre 10° e 25°, e outro com azimuth variando entre 030° e 045°, e mergulho entre 60° e 70° (Figura 21).

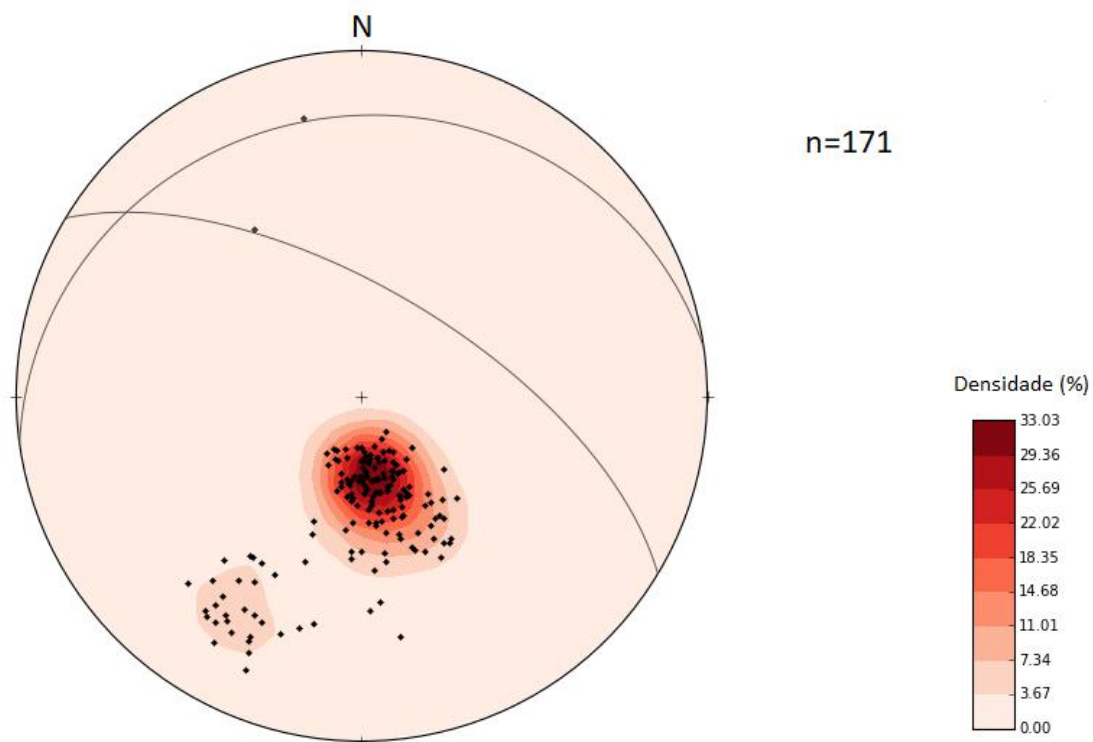


Figura 21- Estereograma com os pólos e planos médios da foliação milonítica das zonas de cisalhamento: predomina o *strike* WSW-ENE ($356^{\circ}/16^{\circ}$), e nota-se outro relevante conjunto de medidas orientadas em NW-SE ($031^{\circ}/68^{\circ}$), ambos destacados pelos seus planos médios contendo as lineações encontradas.

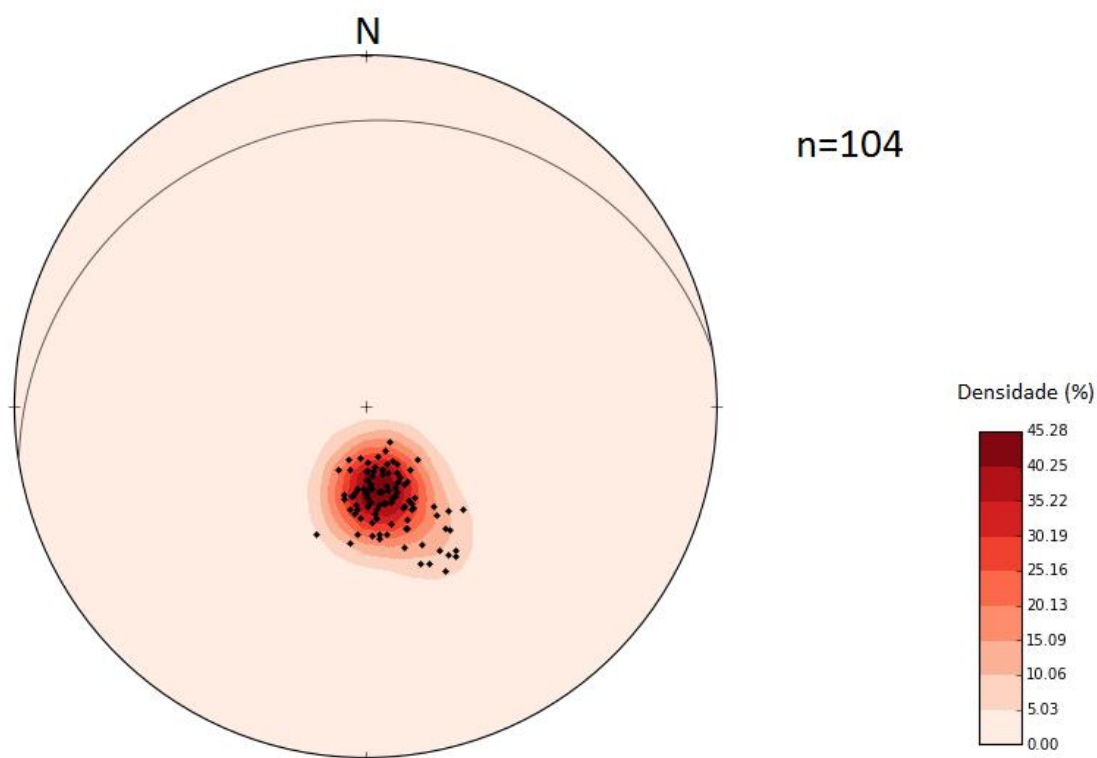


Figura 22– Estereograma com os pólos e plano médio das 104 medidas do Gnaiss Tonalítico Bandado. As medidas

concentram-se evidenciando mergulho de baixo ângulo para norte, como destacado pelo plano médio $355^{\circ}/16^{\circ}$).

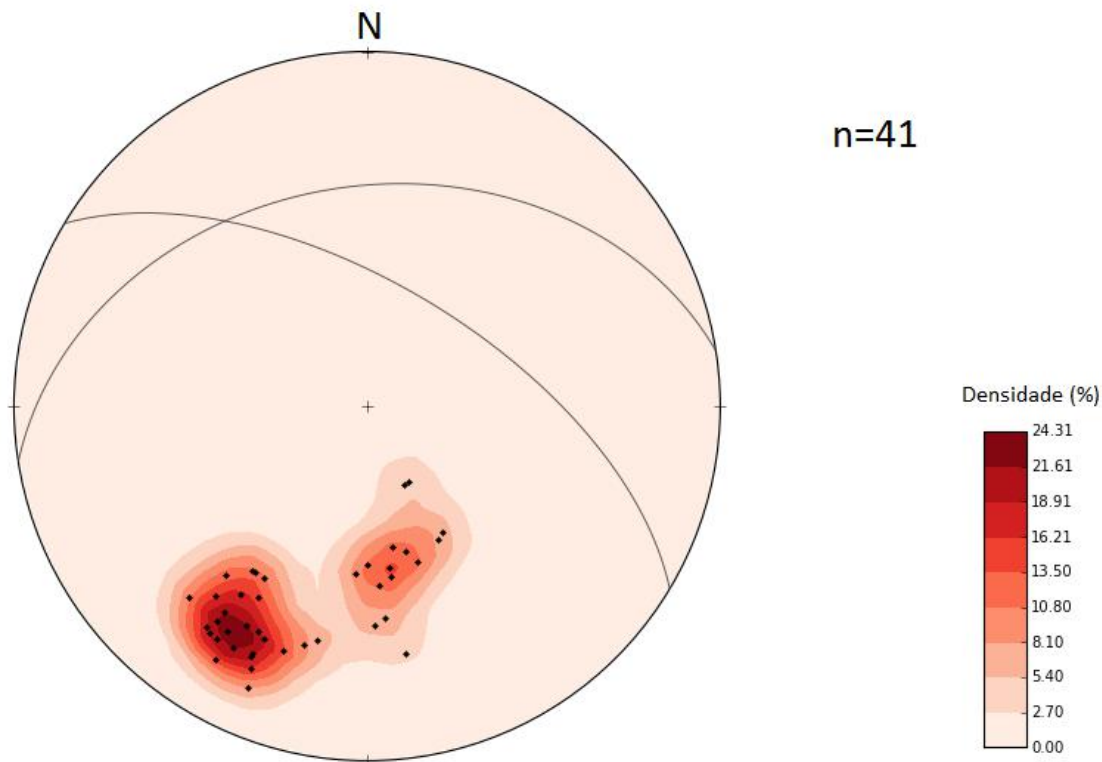


Figura 23 – Estereograma com os pólos e plano médio das 41 medidas das zonas de cisalhamento localizadas o costão da ponta sul. Observam-se dois conjuntos de medidas, um com strike WSW-ENE ($349^{\circ}/27^{\circ}$) e outro com strike NW-SE ($030^{\circ}/69^{\circ}$), como destacado pelos planos médios.

A zona de cisalhamento de 7 metros de espessura tem direção de mergulho para NE, entre 030° e 040° , e mergulhos predominantemente entre 60° e 70° (Figuras 24 e 25). Esta exibe indicadores cinemáticos do tipo *sigma* (σ) e por arraste (“*drag*”) da foliação da encaixante, como será detalhado no item de indicadores cinemáticos.



Figura 24– Zona de cisalhamento com 7 metros de espessura, localizada no costão sul da Praia das Conchas.

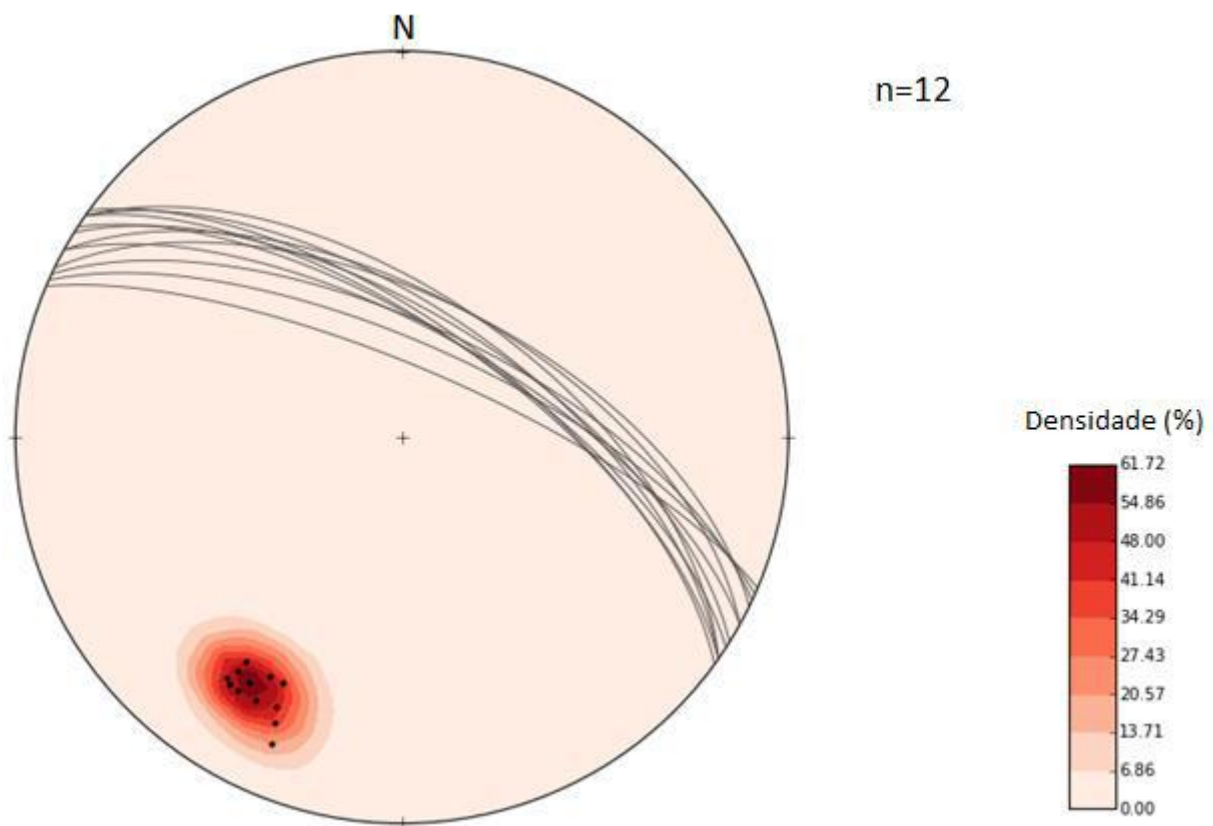


Figura 25 – Estereograma com os planos e pólos das 12 medidas de foliação da zona de cisalhamento de 7 metros de espessura, situada no costão sul, que apresenta mergulho entre 60 e 70° para NE.

As outras 6 zonas de cisalhamento que ocorrem no costão sul tem aproximadamente 1 metro de espessura (Figuras 26, 27, 28 e 29). Elas variam em 2 conjuntos de orientação, podendo apresentar strike E-W, com mergulho para N, ou NW-SE, com mergulho para NE.



Figura 26- Zona de cisalhamento de aproximadamente 1 metro de espessura, que deforma o metatonalito com enclaves, situada no costão sul. Observa-se a foliação mais marcante na zona de alto *strain*.



Figura 27- Zona de cisalhamento de aproximadamente 1 metro de espessura, que deforma o Metatonalito com Enclaves, situada no costão sul. Observa-se a transposição da foliação evidenciada pelos veios, que são dobrados e rompidos pelo

cisalhamento.



Figura 28a- Zona de cisalhamento com aproximadamente 1 metro de espessura, situada na região norte do costão da ponta sul da Praia das Conchas, mergulha para NE.

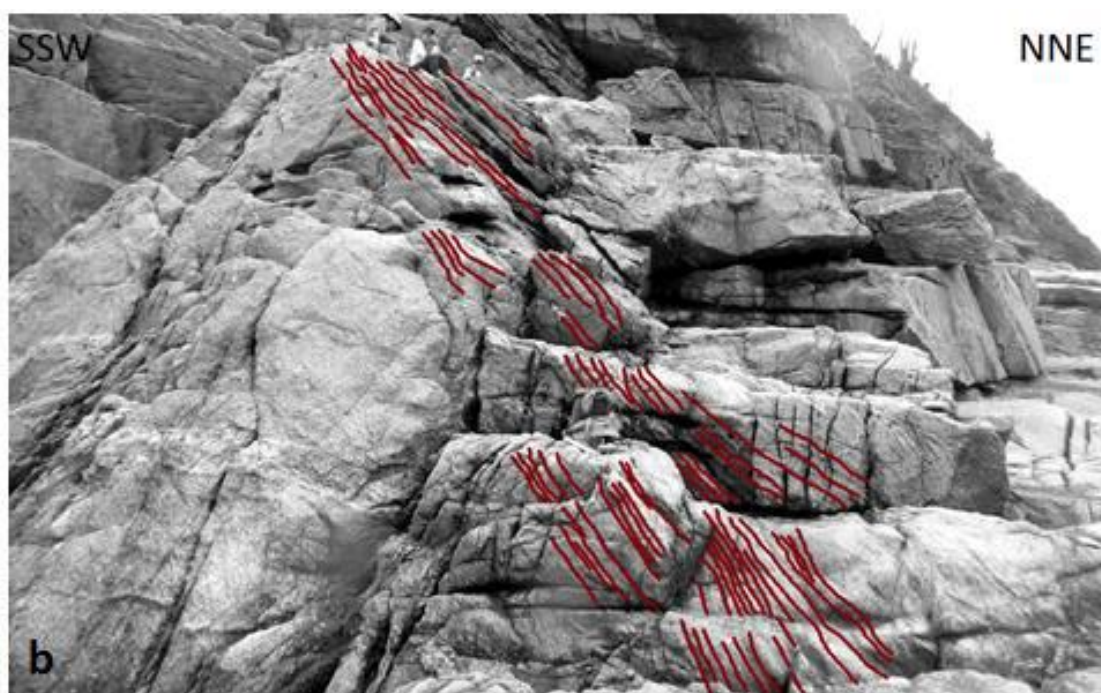


Figura 28b – Figura 28a interpretada.

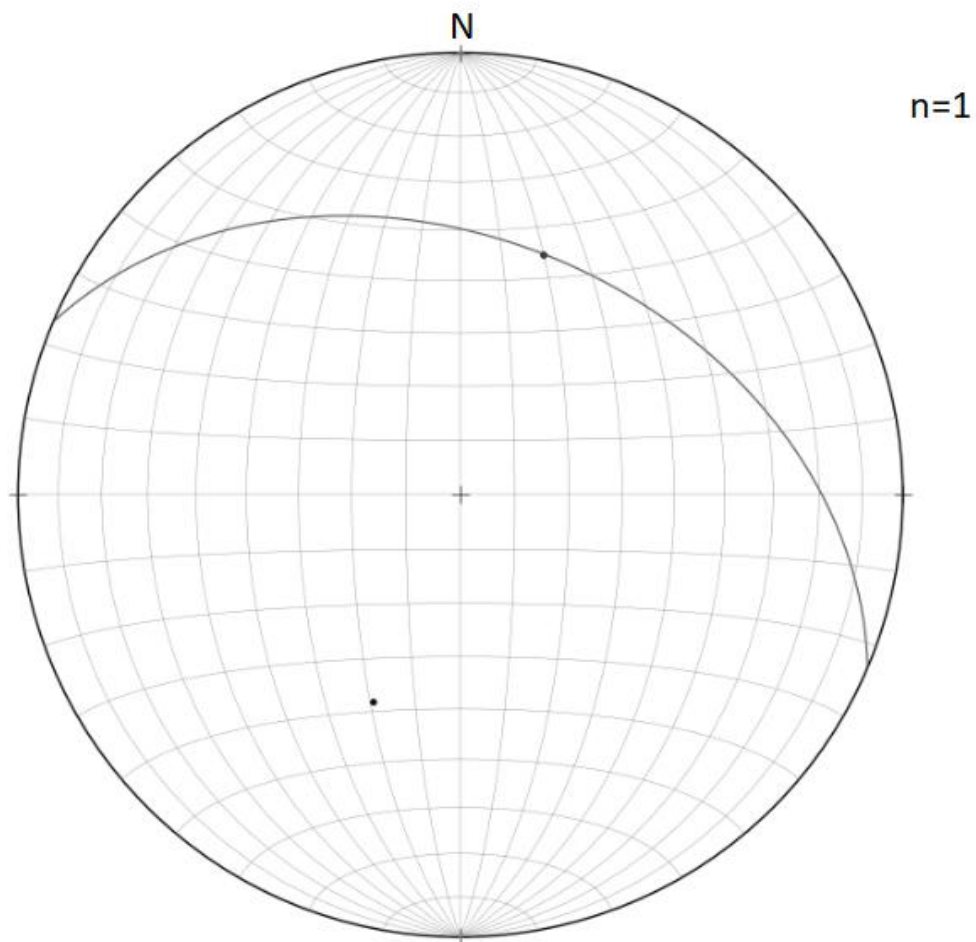


Figura 29- Estereograma com plano e polo da foliação e com a lineação da zona de cisalhamento de 1 metro de espessura situada ao norte do costão da ponta sul da Praia das Conchas. A foliação mergulha cerca de 40° para NE; a lineação tem caimento de aproximadamente 40° para NNE.

Na zona de cisalhamento de 7 metros de espessura situada no costão sul, foi possível localizar um plano de foliação contendo lineação de estiramento, com caimento para NW, com medida $310^\circ/50^\circ$ (Figura 30).



Figura 30- Lineação mineral e de estiramento em zona de cisalhamento situada no costão sul, com orientação $310^{\circ}/50^{\circ}$.

3.2.2.3. Indicadores Cinemáticos

Através da análise dessas zonas de cisalhamento, foi possível identificar indicadores cinemáticos *i*) por arraste (“*drag*”) da foliação da encaixante, *ii*) do tipo *sigma* (σ), *iii*) através de veios oblíquos em *boudins* anfibolíticos e *iv*) por deformação de veios quartzo-feldspáticos.

Na zona de cisalhamento que tem 7 metros de espessura, a mais espessa do costão sul, foi possível identificar indicadores cinemáticos por arraste (“*drag*”) da foliação da encaixante (Figuras 24 e 31) e do tipo *sigma* (σ) (Figura 32), ambos dextrais.

À margem sudoeste da zona de cisalhamento, a foliação da encaixante rotaciona cerca de 25° no sentido-horário até o paralelismo com o eixo de máxima deformação, sugerindo movimento dextral (Figura 31).

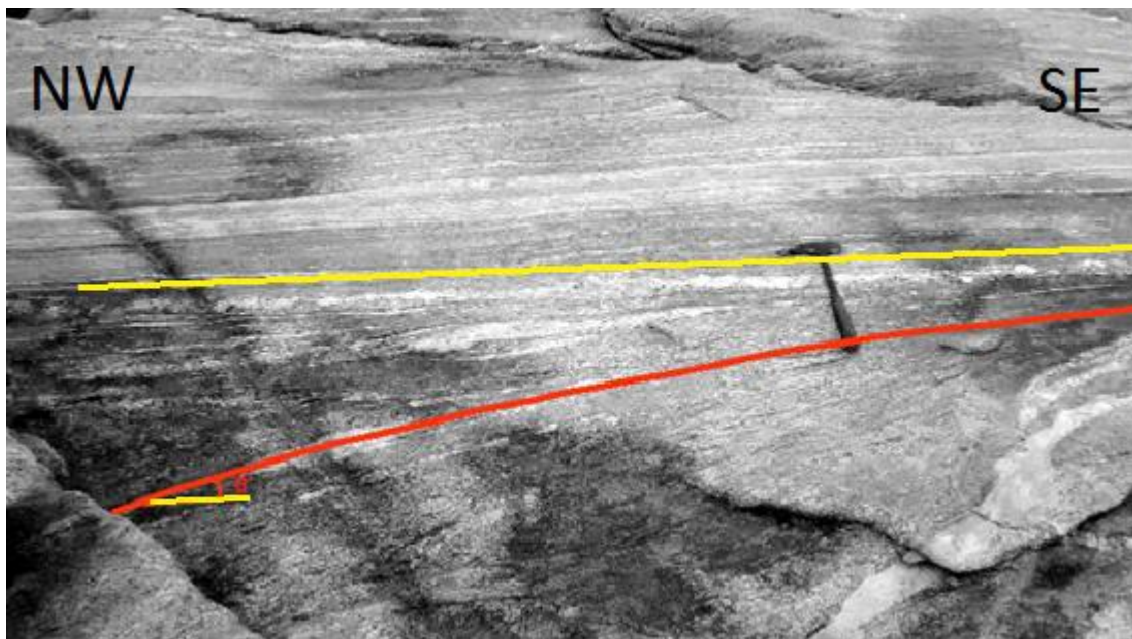


Figura 31- A foliação da rocha encaixante é deformada pela zona de cisalhamento, sendo rotacionada em direção ao paralelismo com a mesma. As duas foliações formam um ângulo θ , estando em vermelho a foliação arrastada e em amarelo a foliação milonítica.

Essa mesma zona de cisalhamento exibe porfiroblastos de feldspato com sombras de pressão (Figuras 32 e 33). Um deles apresenta-se como indicador cinemático confiável do tipo *sigma* (σ), que indica movimento dextral (Figura 32). O cristal de quartzo cresce desenvolvendo sombras de pressão, um manto de material recristalizado na forma de caudas simétricas em relação à foliação milonítica, sugerindo deformação coaxial.



Figura 32– Porfiroblasto de feldspato com sombras de pressão, indicador cinemático do tipo *sigma* (σ), indicando movimento dextral de cisalhamento.



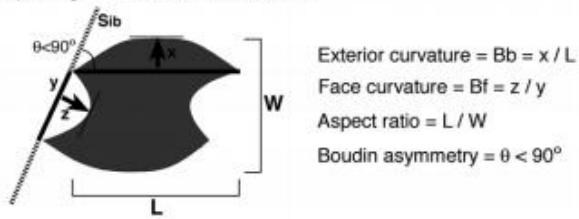
Figura 33– Porfiroblastos de feldspato com sombras de pressão, abundantes na zona de cisalhamento mais espessa do costão sul.

No costão da ponta norte, no contato entre o Gnaiss Tonalítico Bandado e o Metatonalito com Enclaves, observam-se 2 níveis de *boudins* ortoanfibolíticos. Alguns deles apresentam fraturas oblíquas preenchidas por quartzo e feldspato sugerindo serem indicadores cinemáticos para o movimento do cisalhamento (Figura 34).



Figura 34a - *Boudin* anfibolítico deformado, com fraturas preenchidas por quartzo e feldspato mergulhando em baixo ângulo para ENE, sugerindo movimento dextral de cisalhamento. Observa-se a foliação da encaixante contornando o *boudin*.

(b) Asymmetric boudins



(c) Flanking shear band on inter-boudin plane (S_{ib}), typically in shearband boudins.



Figuras 34b e 34c- Boudin assimétrico com planos intra-boudin, indicando movimento dextral (Goscombe, Passchier, Hand, 2003).

Nessa região, a foliação da encaixante mergulha para NNW, entre 20 e 30° aproximadamente; a lineação de estiramento, para NW, com caimento de cerca de 10° (Figuras 35 e 36); e os planos das fraturas preenchidas pelos veios de quartzo e feldspato no interior do *boudin* mergulham para NE (em torno de 50°), com aproximadamente 25° a 30° de inclinação.

A configuração estrutural dos veios e da lineação sugere movimento cinemático dextral (Figuras 34, 35 e 36).



Figura 35- *Boudin* de ortoanfibolito com veios oblíquos de quartzo e feldspato. Ilustrada na figura, a lineação da encaixante mergulha cerca de 10° para NW (cerca de 330°).

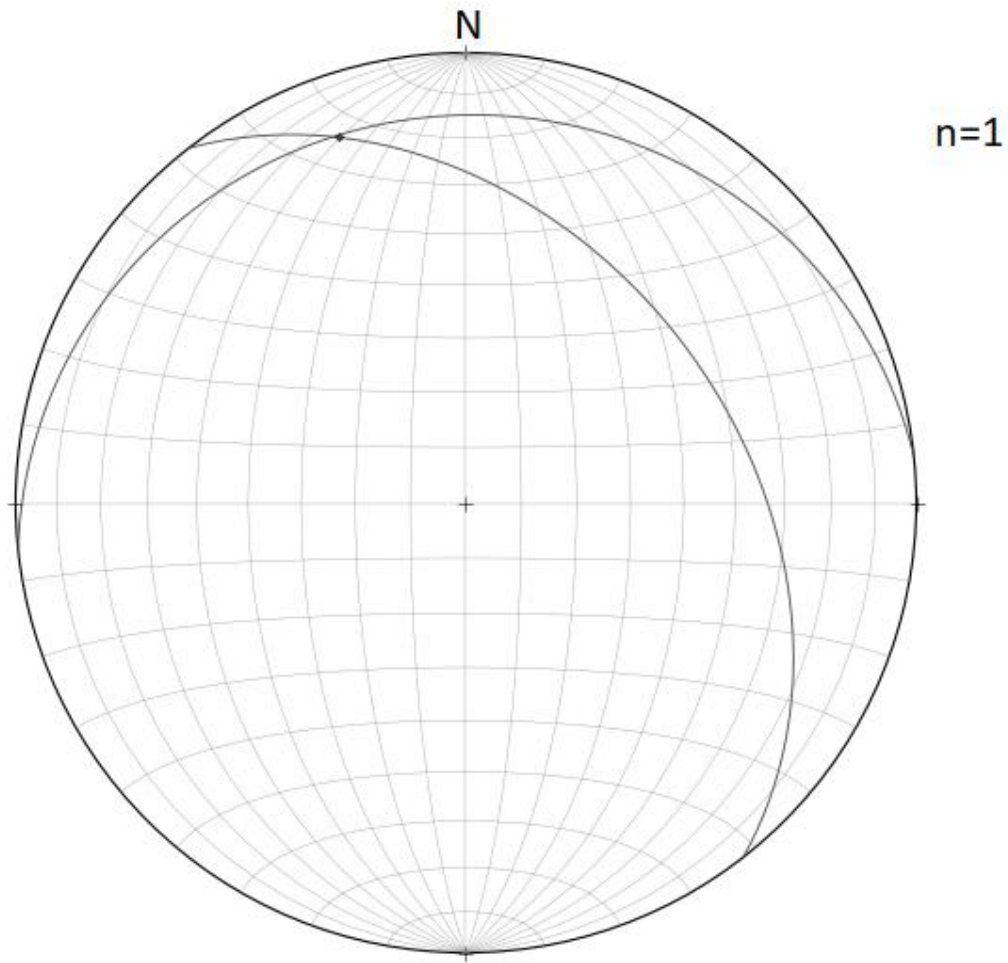


Figura 36- Estereograma contendo os planos da foliação da zona de cisalhamento e das fraturas dos *boudins* preenchidas por quartzo e feldspato e a lineação da zona de cisalhamento.

No extremo sul do costão sul, há uma zona migmatítica que contém bolsões anatécicos e duas zonas de cisalhamento que deformam veios quartzo-feldspáticos, sugerindo cinemática local para o cisalhamento (Figuras 37 e 38). Ambas tem entre 50 e 60 centímetros de espessura.



Figura 37a – Veios quartzo-feldspáticos deformados sugerem movimento dextral. Notar a entrada de leucossoma na zona de cisalhamento.

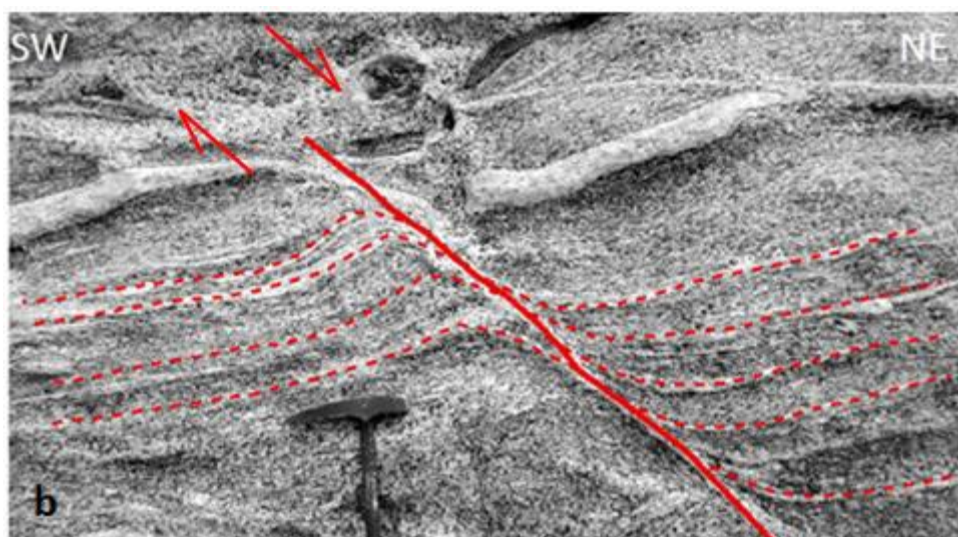


Figura 37b – Figura 37a ilustrada.



Figura 38a- Veios quartzo-feldspáticos sugerindo movimento sinistral. Notar leucossomas produzidos por fusão parcial.

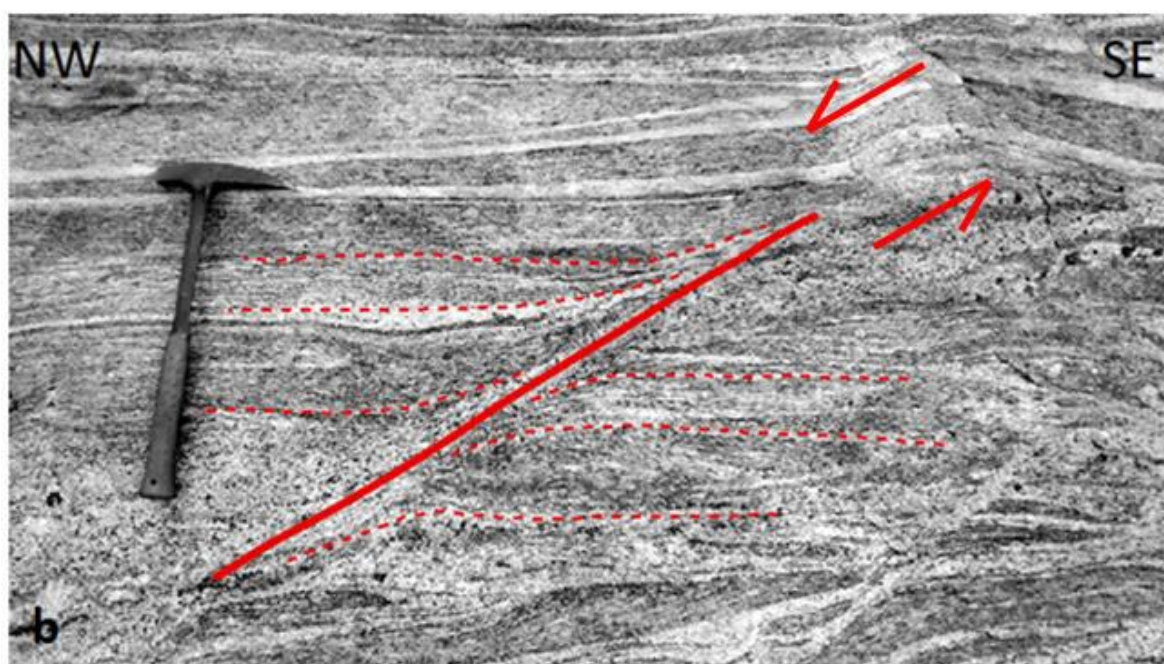


Figura 38b- Figura 38a ilustrada. Orientação da linha contínua: N80°W.

Nessa mesma região do costão sul, ocorrem dobras apertadas com plano axial subvertical NW-SE, subparalelo às zonas de cisalhamento (Figuras 39).



Figura 39a- Dobras com plano axial subvertical subparalelo à foliação NW-SE da zona de cisalhamento.

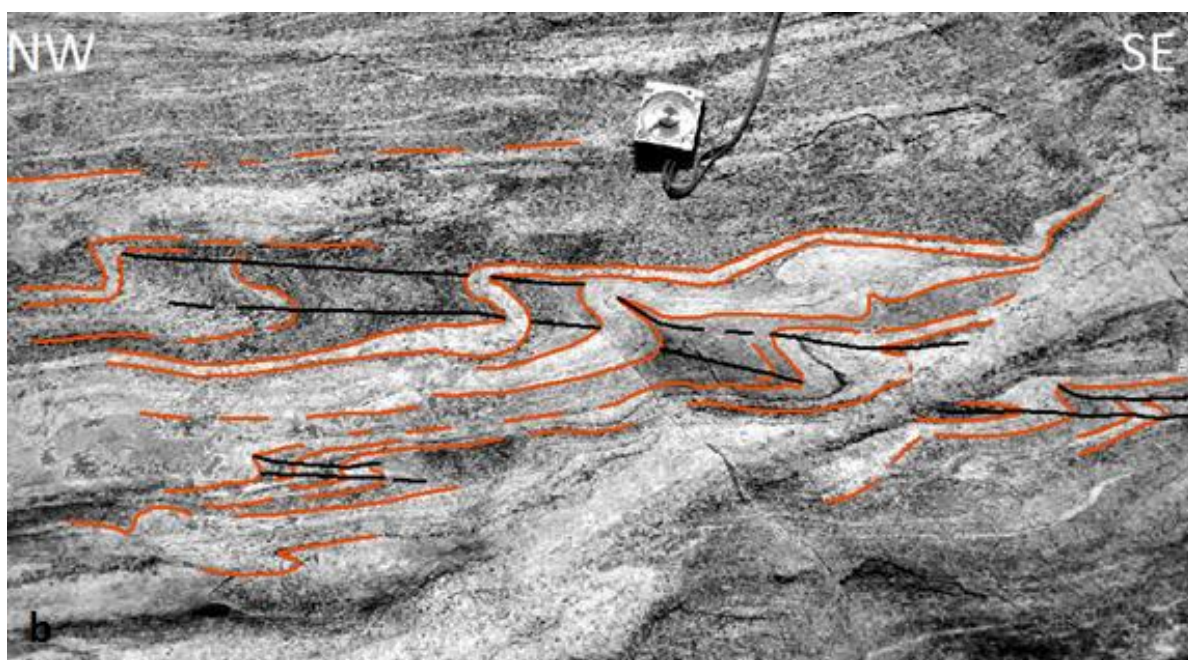


Figura 39b- Figura 39a ilustrada: em laranja as dobras apertadas; em preto os planos axiais subparalelos à foliação.

3.2.2.4. Estruturas dúctil-rúpteis tardias

Na margem sul do costão norte, foram localizadas duas zonas de cisalhamento extensionais, com mergulho para NE (aproximadamente 40°) (Figuras 40a e 40b). Não há ocorrência de

leucossoma.



Figura 40a- Zona de cisalhamento representada pela linha contínua ($042^{\circ}/40^{\circ}$); foliação deformada representada pela linha pontilhada ($334^{\circ}/45^{\circ}$ e $356^{\circ}/45^{\circ}$).

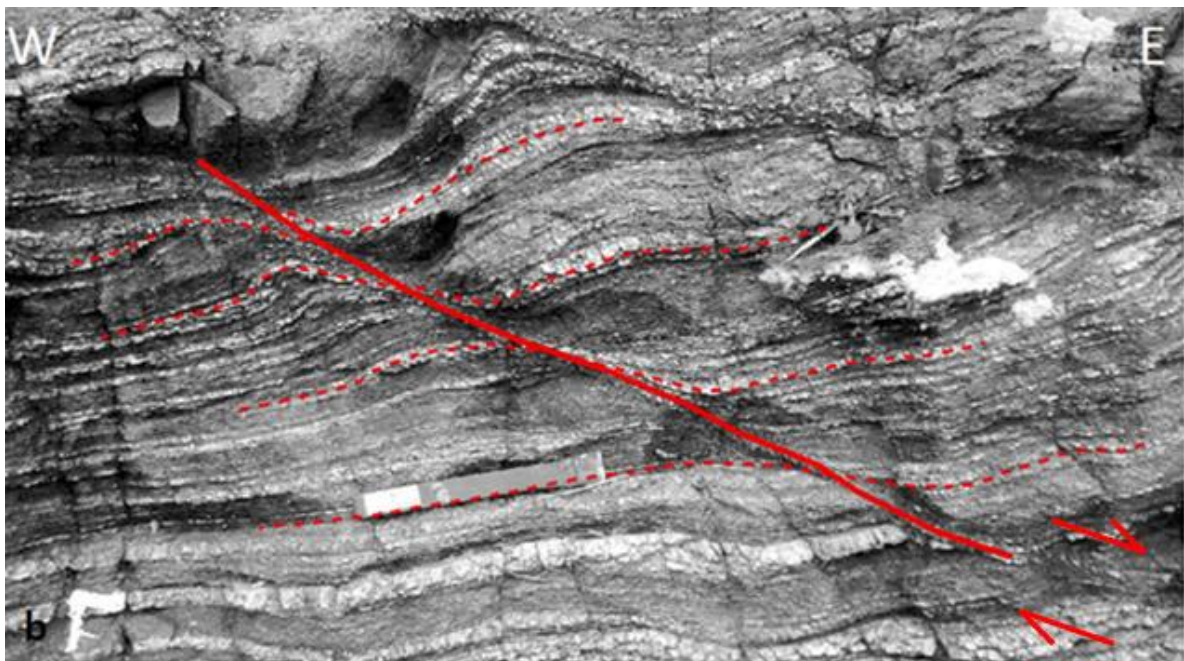


Figura 40b- Figura 40a ilustrada.

3.3.3 Estruturas rúpteis posteriores

Todas as unidades mapeadas são cortadas por diques basálticos de espessuras que variam entre ceca de 30 cm e 7 metros. Todos mergulham subverticalmente para SE apresentando pouca variação em suas medidas (Figura 41).

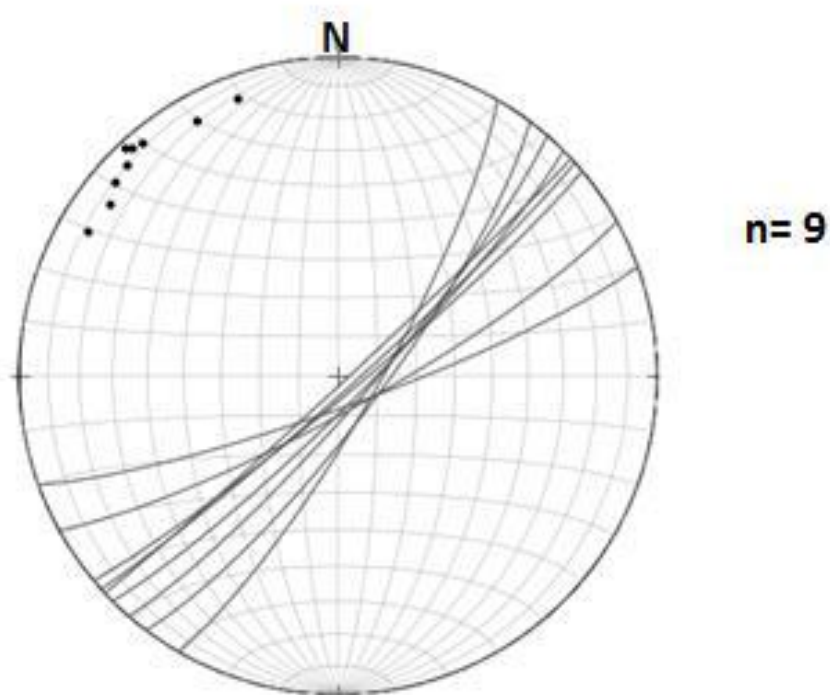


Figura 41- Estereograma com planos e pólos dos diques, que apresentam mergulho subvertical pada SE.

4. Discussão

As principais zonas de cisalhamento analisadas neste estudo têm orientação E-W e NW-SE, e espessuras de até 7 metros com uma zona mais espessa na ponta norte da Praia das Conchas. Os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos apresentam textura milonítica nestas zonas de cisalhamento, comprovada pela diminuição do tamanho de grão na matriz e formação de porfiroblastos/clastos. Apesar disso, em lâmina petrográfica, as rochas mostram textura granoblástica devido à recristalização estática que sofreram após da deformação (Schmitt *et al.*, 2008). Outros indicadores de *strain* estão presentes tais como: enclaves máficos estirados, rotação de porfiroblastos/clastos e ainda *boudins* de ortoanfibolitos. A maior parte das zonas de cisalhamento mostra um aumento na frequência de veios quartzo-feldspáticos, muitas vezes comprovadamente veios leucossomáticos. Essa feição indica que a fusão parcial dos gnaisses pode estar ligada à zona de cisalhamento.

A cinemática das zonas de cisalhamento NW-SE, que predominam na ponta sul das Conchas, é dextral reversa. A espessa zona de cisalhamento E-W, na ponta norte da Praia das Conchas, tem baixo ângulo (cerca de 20°), e seu movimento é oblíquo também com topo para SSE (Figura 42). Portanto coerente com as demais.

Os indicadores cinemáticos são: *i*) por arraste (“*drag*”) da foliação pretérita da rocha encaixante, *ii*) do tipo *sigma*, *iii*) através de veios oblíquos em *boudins* anfíbolíticos e *iv*) pela deformação de veios quartzo-feldspáticos, são aqui caracterizados como indicadores cinemáticos dextrais, com a exceção de um indicador sinistral.

Nessas mesmas zonas de cisalhamento, as lineações com caimento para NNW e as foliações com mergulho de baixo ou mais alto ângulo para NE são adicionadas à análise do principal evento tectônico da área. A relação entre as lineações e foliações nas zonas de cisalhamento são a principal evidência para a componente dextral e reversa, de movimento oblíquo (Figura 42).

Em alguns locais, especialmente ponta sul, ocorrem dobras apertadas com plano axial subvertical NW-SE, subparalelo às zonas de cisalhamento. Neste caso, as zonas de cisalhamento poderiam ser interpretadas como zonas de transposição de foliação plano axial (Figura 25 e 30).

De acordo com dados geocronológicos Schmitt *et al.* (2008), esse conjunto de zonas de cisalhamento foi datado em 505 Ma, com análise U-Pb em borda metamórfica de zircão. Portanto, essa deformação dúctil localizada no embasamento do Paleoproterozoico pertence à Orogenia Búzios, evento tectono-metamórfico colisional ocorrido há 530-490 Ma.

Foram identificadas também zonas de cisalhamento extensionais não preenchidas por veios quartzo-feldspáticos, que cortam a zona de cisalhamento E-W e seus milonitos. Estas estruturas podem ser associadas a uma fase tardia de deformação, em que o ortognaisse já apresenta um comportamento dúctil-ruptil. O fato de ser extensional também corrobora para um ambiente tardi-tectônico.

4.1. Existência de estrutura pretérita à deformação principal da área

Os ortognaisses fora da zona de cisalhamento (zonas de baixo *strain*) apresentam estruturas primárias muito bem preservadas, tais como enclaves, relação corta-corta com diques graníticos. Em alguns locais, o Metatonalito com enclaves mostra uma foliação penetrativa marcada pelos minerais máficos. Essa foliação pode ser ígnea primária ou até mesmo tectônica. A questão é se esta foliação foi formada durante a Orogenia Búzios ou em evento do Paleoproterozoico.

Essa foliação pretérita apresenta maior variação na sua orientação quando comparada à foliação produzida pelas zonas de cisalhamento, que sempre obedecem aos dois *trends* estruturais mais comuns da área, E-W e NW-SE. Adicionalmente, outra diferença que pode ser apontada é o fato da foliação incipiente encontrada no Metatonalito com Enclaves em regiões mais distantes das zonas de cisalhamento não ser compatível com a foliação marcante presente em todo o costão norte e localmente no costão sul da Praia das Conchas.

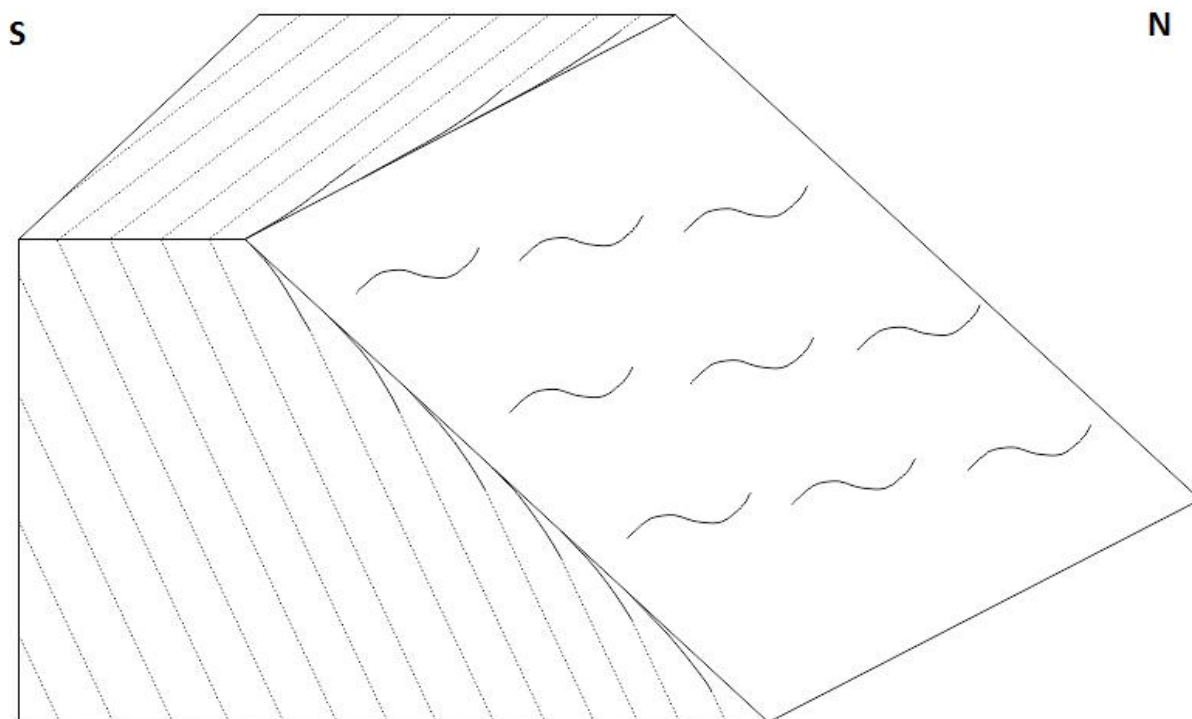


Figura 42 – Bloco-diagrama representando a zona de cisalhamento principal do costão sul (plano) e a lineação produzida pela mesma (~), a foliação da encaixante (pontilhado) e o arraste da mesma (linhas contínuas).

5. Conclusão

A partir da confecção do mapa geológico-estrutural em escala 1:500 e de croquis detalhados em afloramentos do embasamento paleoproterozoico que ocorrem na região da Praia das Conchas, Cabo Frio (RJ), foi possível separar as rochas em domínios de alto e baixo *strain*. As orientações dessas estruturas obedecem aos principais trends estruturais dúcteis do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF), sendo eles E-W e NW-SE, embora as medidas de foliação nas zonas de baixo *strain* apresentem maior variação. Com a análise da geometria e da cinemática das estruturas deformacionais dúcteis encontradas, busca-se colaborar no entendimento da evolução tectônica da área.

Nas zonas de alto *strain*, que apresentam foliação milonítica penetrativa, foi possível constatar indicadores cinemáticos dos seguintes tipos: a partir da deformação por arraste (“*drag*”) da foliação da rocha encaixante, por *boudins* anfibolíticos assimétricos, por porfiroblastos feldspáticos com sombras de pressão, e pela deformação de veios quartzo-feldspáticos. Os principais indicadores cinemáticos encontrados sugerem movimento dextral para as principais zonas de cisalhamento da área, em uma configuração com foliações mergulhando para N e NE, lineações com caimento para NNW, implicando em uma tectônica de convergência oblíqua com topo para SSE.

Também foi levantada a hipótese de haver uma foliação mais antiga, deformada pelas zonas de cisalhamento (zonas de alto *strain*), associadas, com base na bibliografia, associadas à Orogenia Búzios. Além disso, a foliação incipiente frequentemente exibida nas zonas de baixo *strain*, em regiões mais distantes das zonas de cisalhamento, não é compatível com a foliação marcante e penetrativa presente em todo o costão norte e localmente no costão sul da Praia das Conchas.

Estruturas posteriores à deformação da zona de alto *strain* também foram constatadas, se tratando de zonas de cisalhamento dútil-rúpteis com mergulho de baixo ângulo para E, evidenciando tectônica distensional tardia.

Para dar continuidade a este estudo seria recomendada a datação das estruturas preservadas nas rochas da área, entre elas os veios quartzo-feldspáticos que preenchem as fraturas dos *boudins* ortoanfibolíticos que ocorrem na ponta norte da Praia das Conchas. Um estudo visando correlacionar as estruturas descritas neste trabalho com outras áreas do DTCTF também viria a corroborar com a investigação sobre os eventos tectônicos que ocorreram na região.

6. Referências bibliográficas

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO-NEVES, B.B. & FUCK, R.A.. 1981. *Brazilian structural provinces: an introduction*. Earth-Science Reviews, 17, 1-29p.

ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., TROUW, R.A.J., 1998. *Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil*. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, Brazil, pp. 32.

CAMPOS NETO, M.C. 2000. *Orogenic Systems from Southwestern-Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern-Brazil*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. In: Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 335-365.

FONSECA, M.J. 1998. *Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro. 1:400.000*. Departamento Nacional de Produção Mineral. Rio de Janeiro.

GOSCOMBE, B.D., PASSCHIER, C.W., HAND, M. 2003. *Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures*. Journal of Structural Geology 26 (2004) 739-763.

HEILBRON, M. e MACHADO, N. 2003. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil)*. Precambrian Research, 125:87-112.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W.U., VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALMEIDA, J. e TUPINAMBÁ, M. 2000. *From Collision to Extension: the roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil*. In: MOHRIAK, W.U. e TALWANI, M. 1999. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union, Washington: 1-15.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J. e JANASI, V.A. 2004 **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V. BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. e BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: BECA,

2004. Cap XIII, p. 203-235.

HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., VALLADARES, C.S. e MACHADO, N. 1995. **A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, 25, 4, 249-266.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., 1992. *Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. Geology 20, 375-379.

REIS, A.P. & MANSUR, K.L. 1995. *Sinopse geológica do Estado do Rio de Janeiro-Mapa Geológico 1:400.000*. 1995. 90f. Geological Survey of Rio de Janeiro State, Brazil. Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ, Niterói (RJ).

SAVASTANO, V.L.M., SCHMITT, R.S., ARAÚJO, N.C., INOCÊNCIO, L. C., 2017. *Brazilian continental margin: kinematic analysis of onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin*. Journal of Structural Geology, Volume 94 (2017), 136-1563.

SCHMITT, R.S., 2001. *The Búzios Orogeny—a Cambrian-ordovician tectonometamorphic event in the Ribeira Belt—southeastern Brazil*. Ph.D. Thesis. Federal University of Rio de Janeiro, University of Kansas, 273 pp.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., 1999. *The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE BRAZIL)—using U-Pb in syntectonic veins*. Boletín Geológico y Minero Argentino 36, 363-366.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R. e PIMENTEL, M.M. 2004. *Late amalgamation in the central part of West Gondwana: the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) – new geochronological data*. Precambrian Research, v.133, 3/4.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PASSCHIER, C.W. 2008. *Cambrian orogeny in the Ribeira Belts (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties*

that bind underwater. Geological Society, London, Special Publications 2008; v. 294; p. 279-296.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., ARMSTRONG, R., STANTON, N.S.G. 2016. *The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin*. Brazilian Journal of Geology, 46(Suppl 1): 37-66, June 2016.

STANTON, N.S.G., SCHMITT, R., GALDEANO, A., MAIA, M. e MANE, M. 2010. *Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints*. Tectonophysics. Volume 490, Issues 1-2, p. 15-27.

TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. e ANREIS, R.R. 2000. *The Central Segment of the Ribeira Belt*. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. e CAMPOS, D.D. *Tectonic Evolution of South America*, p. 287-310.

TROUW, R.A.J., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C.C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H.H. 2013. *A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil*. Journal of South American Earth Sciences; Volume 48, December 2013, Pages 43-57.

VIANA, S.M., VALLADARES C.S., DUARTE B.P. 2008. *Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil*. Revista Brasileira de Geociências, 27(1):111-120.